気候変動監視レポート
2018

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況

令和元年7月

気　象　庁

気候変動監視レポート 2018

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況

気　象　庁

はじめに

「気候変動監視レポート」は、社会・経済活動に影響を及ぼす気候変動に関して、我が国と世界の気候・海洋・大気環境の観測及び監視結果に基づいた最新の科学的な情報・知見をとりまとめた年次報告で、平成8年（1996年）より刊行しています。

平成30年（2018年）は、世界各地で、大雨や干ばつ、異常高温など極端な気象・気候現象が発生しました。我が国でも、西日本から東海地方を中心に広い範囲で数日間大雨が続き（平成30年7月豪雨）、全国の降水量の総和は、昭和57年（1982年）以降の豪雨災害時の降水量の中で最も多い値となりました。また、東・西日本を中心に顕著な高温となり、東日本では7月及び夏（6～8月）の平均気温が統計開始以降で最も高くなりました。

このような極端な気象・気候現象の長期的な増加傾向には、地球温暖化の影響があると考えられ、気象庁で昨年8月に開催した「異常気象分析検討会」においても、昨年夏の顕著な高温及び豪雨の背景に地球温暖化の影響があったという見解を公表しました。

今後地球温暖化が進行すれば、前述のような極端な気象・気候現象がさらに増加していくと予測されています。このような地球温暖化による気候変動への対応は喫緊の課題であり、2020年に開始される新たな国際的枠組みである「パリ協定」や、気候変動の影響に対する適応策の充実・強化を図る「気候変動適応法」（昨年 12 月施行）のもと、国内外で気候変動対策に関する取組が進みつつあります。

本レポートが、気候変動への対策に係る国内外の関係機関・関係者に広く活用されるとともに、地球環境に関する理解の一助になることを願っております。

令和元年7月

気象庁長官　関田　康雄

目次

トピックス ··· *1*

I 「平成 30 年 7 月豪雨」及び 2018 年夏の記録的高温 ··· **1**

I.1 「平成 30 年 7 月豪雨」 ··· 1

I.2 2018 年夏の記録的高温 ··· 4

II 南極オゾンホールの回復傾向 ··· **6**

III 東経 137 度に沿った海洋の長期解析値の提供を開始 ··· **8**

第 1 章 2018 年の気候 ··· *9*

1.1 世界の天候・異常気象 ··· **9**

1.2 日本の天候・異常気象 ··· **16**

1.2.1 年間の天候 ··· 16

1.2.2 季節別の天候 ··· 17

1.3 大気・海洋の特徴 ··· **21**

1.3.1 季節別の大気・海洋の特徴 ··· 21

1.3.2 対流圏の平均気温 ··· 27

1.3.3 夏季アジアモンスーン ··· 27

1.3.4 台風 ··· 28

第 2 章 気候変動 ··· *29*

2.1 気温の変動 ··· **29**

2.1.1 世界の平均気温 ··· 29

2.1.2 日本の平均気温 ··· 30

2.1.3 日本における極端な気温 ··· 31

2.1.4 日本の大都市のヒートアイランド現象 ··· 33

2.2 降水量の変動 ··· **35**

2.2.1 世界の陸域の降水量 ··· 35

2.2.2 日本の降水量 ··· 36

2.2.3 日本における大雨等の発生頻度 ··· 36

2.2.4 アメダスで見た大雨発生頻度 ··· 38

2.2.5 日本の積雪量 ··· 39

2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動 ··· **40**

2.4 台風の変動 ··· **42**

2.5 海面水温の変動 ··· **43**

2.5.1 世界の海面水温 ··· 43

2.5.2 日本近海の海面水温 ··· 44

2.6　エルニーニョ／ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動 …… 45
2.6.1　エルニーニョ／ラニーニャ現象 …… 45
2.6.2　太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO） …… 46

2.7　世界の海洋表層の貯熱量の変動 …… 47

2.8　日本沿岸の海面水位の変動 …… 48

2.9　海氷域の変動 …… 50
2.9.1　北極・南極の海氷 …… 50
2.9.2　オホーツク海の海氷 …… 51

2.10　北半球の積雪域の変動 …… 52

第 3 章　地球環境の変動 …… 54

3.1　温室効果ガスの変動 …… 54
3.1.1　世界と日本における二酸化炭素 …… 55
3.1.2　世界と日本におけるメタン …… 65
3.1.3　世界と日本における一酸化二窒素 …… 67

3.2　オゾン層と紫外線の変動 …… 68
3.2.1　世界と日本におけるオゾン層 …… 68
3.2.2　日本における紫外線 …… 70
3.2.3　世界と日本におけるオゾン層破壊物質 …… 70

3.3　日本におけるエーロゾルと地上放射の変動 …… 73
3.3.1　エーロゾル …… 73
3.3.2　黄砂 …… 73
3.3.3　日射と赤外放射 …… 74

変化傾向の有意性の評価について …… 76

用語一覧（五十音順） …… 77

参考図 …… 81

引用文献 …… 83

謝辞 …… 86

地球環境・海洋に関する情報リスト …… 87

トピックス

Ⅰ　「平成 30 年 7 月豪雨」及び 2018 年夏の記録的高温

○　「平成30年7月豪雨」では、西日本から東海地方を中心に広い範囲で数日間大雨が続き、全国の降水量の総和は、1982年以降の豪雨災害時の降水量と比べて最も大きい値となった。

○　2018年夏の平均気温は東日本では統計開始以降で第1位の高温となった。また、7月23日には、熊谷（埼玉県）で日最高気温41.1℃を記録して歴代全国1位となった。

Ⅰ.1 「平成 30 年 7 月豪雨」

（1）　天候の状況

6 月終わりから 7 月はじめ（2018 年 6 月 28 日～7 月 8 日）にかけて、活動の活発な梅雨前線や台風第 7 号の影響を受けて、西日本から東海地方を中心に全国の広い範囲で記録的な大雨となり、「平成 30 年 7 月豪雨」が発生した。各アメダス地点におけるこの期間の総降水量をみると、四国地方で 1,800mm、東海地方で 1,200mm を超えたところがあるなど、7 月の月降水量平年値の 2～4 倍となる大雨となったところがあった（図 I.1-1 (a)）。また、全国のアメダス地点（比較可能な 966 地点）で観測された降水量の総和をみると、この期間に対応する 2018 年 7 月上旬（7 月 1～10 日）は、1982 年以降の各旬の値と比較して最も多い値（降水量の総和：208,035.5mm、1 地点あたり：215.4mm）となり、過去の豪雨と比べても前例の無いほど大きなものであった。

「平成 30 年 7 月豪雨」は、これまでの前線や台風による大雨事例と比べると、特に 48 時間及び 72 時間降水量について観測史上 1 位の記録を更新した地点が多く、普段は比較的雨の少ない中国・四国地方の瀬戸内海側も含め、西日本から東海地方を中心に広い範囲に広がっていたことが大きな特徴である（図 I.1-1 (b)）。

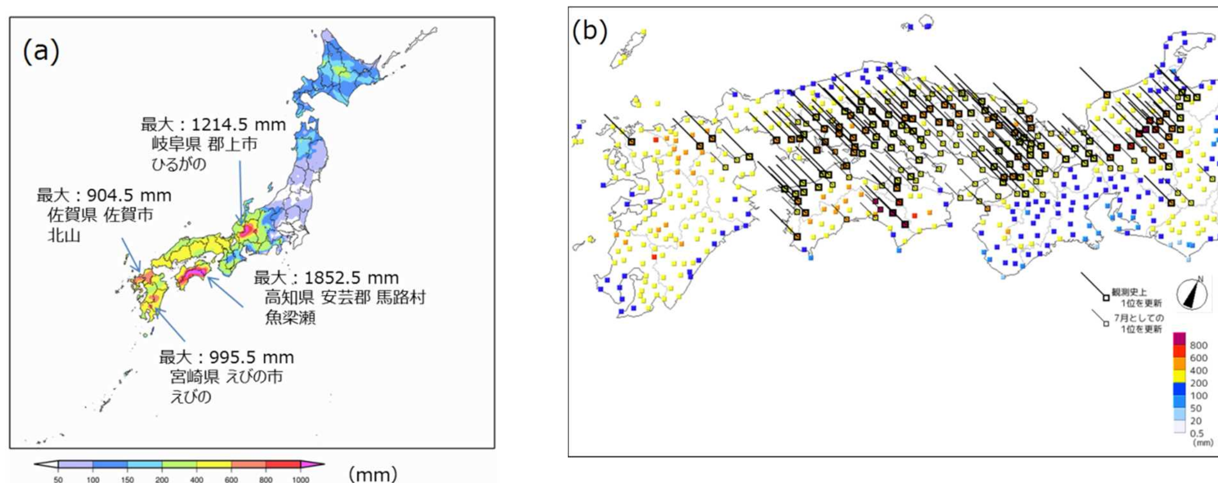


図 I.1-1　「平成 30 年 7 月豪雨」（2018 年 6 月 28 日～7 月 8 日）の（a）総降水量分布、（b）西日本から東海地方にかけての 72 時間降水量の期間最大値

単位は（a）（b）ともに㎜。（b）の線がついている太四角及び細四角はそれぞれ、観測史上 1 位の値または 7 月の 1 位の値を更新した地点を表す。

（2）　大気の流れの特徴

西日本を中心に広域で記録的な大雨となった 7 月 5 日から 8 日には、オホーツク海高気圧が非常に発達し日本の西側に張り出すとともに太平洋高気圧が日本の南東に張り出し（図 I.1-2(b)）、梅雨前線は西日本付近に停滞した。日本の南では、東シナ海付近及び日本の南海上からの多量の水蒸気を含む気流が持続し、これらの 2 つの気流が西日本付近で合流し続けたことにより、極めて多量の水蒸気が西日本付近に停滞した梅雨前線に流れ込み続けた（図 I.1-2(c)）。西日本付近では持続的な

上昇流が励起されるとともに、局地的には線状降水帯が形成されたところもあった。

日本周辺のこのような循環場の形成には、上層の寒帯前線ジェット気流及び亜熱帯ジェット気流の大きな蛇行の持続が影響した。寒帯前線ジェット気流及び亜熱帯ジェット気流が、それぞれ東シベリア付近及び日本の東海上で北に蛇行したことにより上空に停滞性の高気圧が発生し（図 I.1-2(a)）、それぞれオホーツク海高気圧及び太平洋高気圧の発達に影響したと考えられる。また、朝鮮半島付近では亜熱帯ジェット気流は南に蛇行し、上空の気圧の谷が持続した（図 I.1-2(a)）。

7 月 5 日から 8 日の西日本を中心とした記録的な大雨の気象要因及び大規模な大気の流れの特徴をまとめると、図 I.1-3 及び図 I.1-4 のとおりとなる。

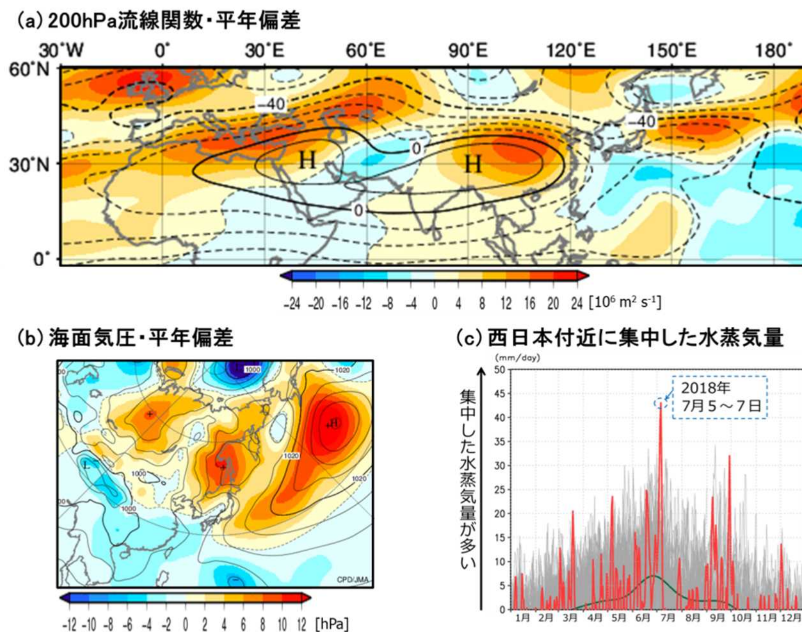


図 I.1-2 2018 年 7 月 4～8 日（5 日平均）（豪雨時）の（a）200hPa 流線関数・平年偏差、（b）海面気圧・平年偏差、（c）西日本付近に集中した水蒸気量（水蒸気フラックス収束の鉛直積算）の日別時系列

（a）と（b）の単位及び等値線間隔は（a）10×10^6 m²/s、（b）4hPa で、平年値は 1981～2010 年の平均値。（c）の単位は mm/day で、計算領域は、北緯 31.25～35 度、東経 130～135 度（西日本付近）。横軸は時間で、各年の 1 月 1 日～12 月 31 日。赤線は 2018 年の値。灰色線は 1958～2017 年の各年の値を重ねて描画している。緑線は 1981～2010 年の平均値。鉛直積算は地上～300hPa 面における積算。気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）に基づく。

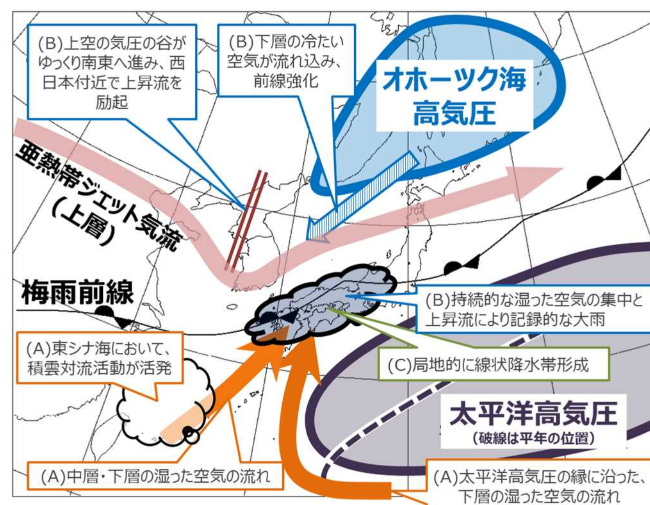


図 I.1-3 西日本を中心とした記録的な大雨（2018 年 7 月 5～8 日）の気象要因の模式図

（A）多量の水蒸気を含む 2 つの気流が西日本付近で持続的に合流、（B）梅雨前線の停滞・強化などによる持続的な上昇流の形成、（C）局地的な線状降水帯の形成、の 3 つの気象要因が考えられる。

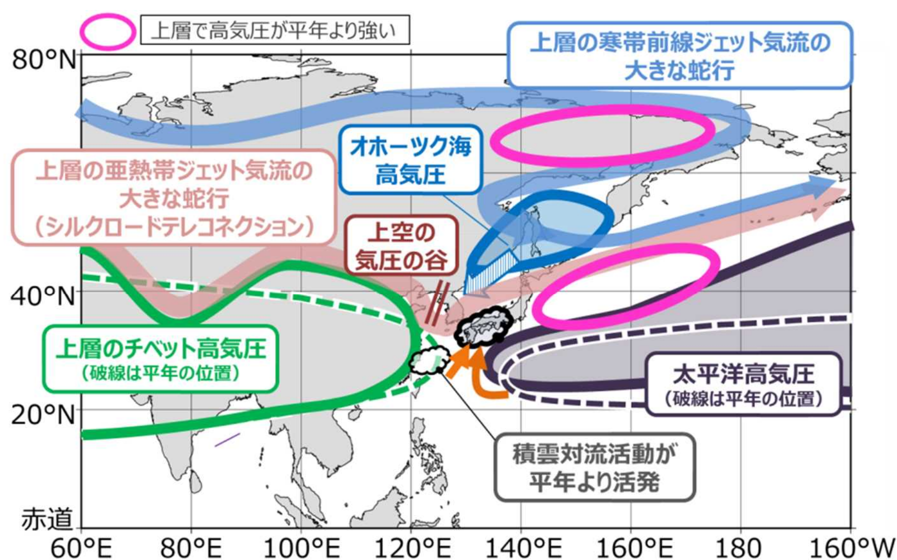


図 I.1-4　西日本を中心とした記録的な大雨（2018 年 7 月 5～8 日）における大規模な大気の流れの模式図

（3）　極端な大雨の強さに関する長期的な傾向と地球温暖化に伴う水蒸気量の増加

日本では、1～3 日間にわたって降り続く極端な大雨の強さが、長期的には増大する傾向がみられている。図 I.1-5 は、アメダス地点の年最大 24 時間、48 時間及び 72 時間降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比である。これをみると、1976～2018 年において、年最大 24 時間及び 48 時間降水量はそれぞれ 10 年あたり 3.7%、3.9%の割合で上昇（信頼度水準 95%で統計的に有意）、年最大 72 時間降水量は 10 年あたり 3.6%の割合で上昇している（信頼度水準 90%で統計的に有意）。すなわち、日本においてこうした極端な大雨の強さは、過去 30 年で約 10%増加していると考えられる。

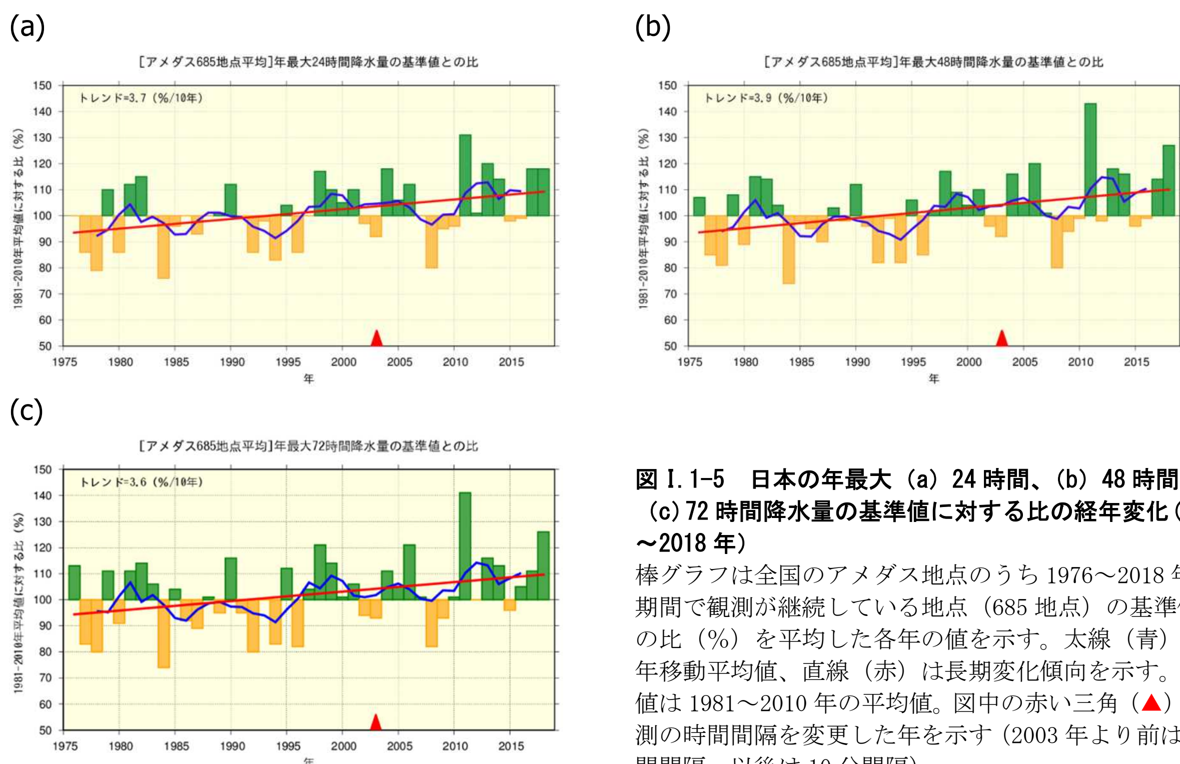


図 I.1-5　日本の年最大（a）24 時間、（b）48 時間及び（c）72 時間降水量の基準値に対する比の経年変化（1976～2018 年）

棒グラフは全国のアメダス地点のうち 1976～2018 年の期間で観測が継続している地点（685 地点）の基準値との比（%）を平均した各年の値を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。図中の赤い三角（▲）は観測の時間間隔を変更した年を示す（2003 年より前は 1 時間間隔、以後は 10 分間隔）。

その背景要因として、地球温暖化による気温の長期的な上昇傾向とともに、大気中の水蒸気量も長期的に増加傾向にあることが考えられる。気温と水蒸気量の関係については、気温が 1℃上昇すると、飽和水蒸気量が 7%程度増加することが広く知られている。例えば夏季（6～8 月）の日本国内の 13 高層気象観測地点における 850hPa 比湿の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比は、10 年あたり 2.7%の割合で上昇しており（信頼度水準 99%で統計的に有意）、過去 30 年で約 8%増加していると考えられる（図 I.1-6）。更に詳細な調査が必要であるが、今回の豪雨には、地球温暖化に伴う水蒸気量の増加の寄与もあった可能性がある。

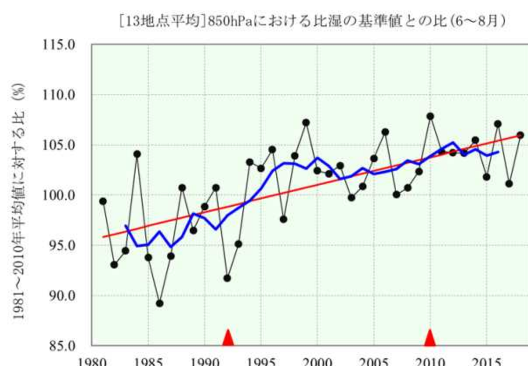


図 I.1-6　日本の 6～8 月で平均した 850hPa 比湿の基準値に対する比の経年変化（1981～2018 年）
国内 13 高層気象観測地点[1]における観測データに基づく。細線（黒）は各年の基準値との比（%）、太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（信頼度水準 99%で統計的に有意）を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。図中の 2 つの赤い三角（▲）で挟まれた期間では測器の変更の影響により、相対的にやや値が高めになっている可能性がある。

I.2 2018 年夏の記録的高温

（1）　天候の状況

2018 年夏は東・西日本を中心に気温がかなり高くなった。東日本の 7 月及び夏（6～8 月）の平均気温はそれぞれ平年差＋2.8℃、＋1.7℃となり、それぞれ 7 月及び夏として 1946 年の統計開始以降で第 1 位の高温となった（図 I.2-1(a)）。全国の気象官署 153 地点のうち 48 地点で高いほうから 1 位の値を記録し（タイを含む）、7 月 23 日には熊谷（埼玉県）で、全国歴代 1 位となる日最高気温 41.1℃を記録するなど、各地で 40℃を超える気温が観測された（図 I.2-1(a)）。猛暑日や真夏日となる地点も多く、全国のアメダス地点で観測された猛暑日地点数の 6～9 月の総和は 6483 地点となり、1976 年以降で最も多かった 2010 年の記録を超えた（図 I.2-1(b)）。

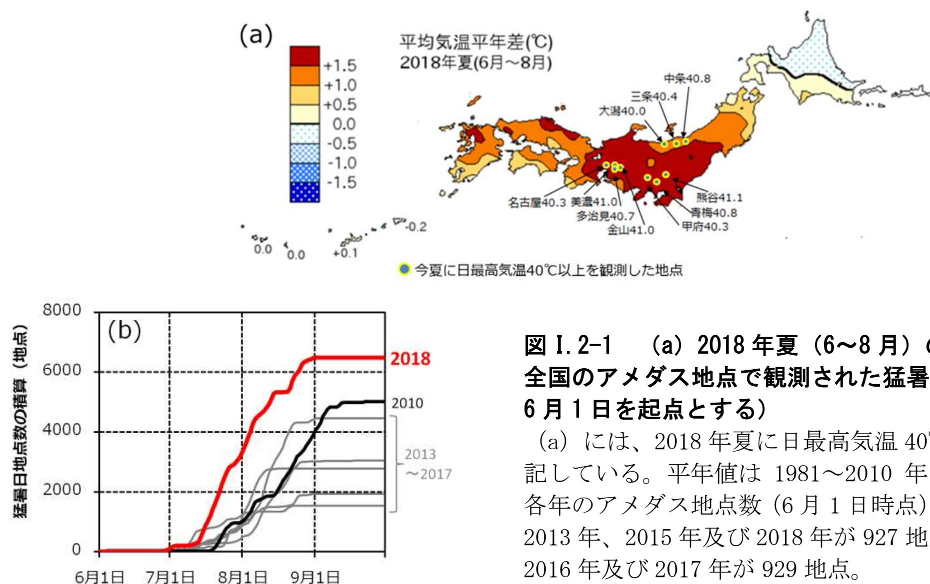


図 I.2-1　（a）2018 年夏（6～8 月）の平均気温平年差[2]、(b) 全国のアメダス地点で観測された猛暑日の地点数の積算（各年 6 月 1 日を起点とする）
（a）には、2018 年夏に日最高気温 40℃以上を観測した地点を記している。平年値は 1981～2010 年の平均値。(b）に用いた各年のアメダス地点数（6 月 1 日時点）は、2010 年が 918 地点、2013 年、2015 年及び 2018 年が 927 地点、2014 年が 923 地点、2016 年及び 2017 年が 929 地点。

[1] 稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島の国内 13 高層観測地点。
[2] 気象庁ホームページでは、1961 年冬（前年 12～2 月）以降の季節の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_seasonal.html

（2） 大気の流れの特徴

7 月中旬以降、日本付近には、太平洋高気圧と上層のチベット高気圧がともに張り出し続けた（図 I.2-2(a)、(b)）。これにより、日本付近は暖かい空気を伴った背の高い高気圧に覆われるとともに、強い下降気流や、安定した晴天の持続による強い日射に伴い昇温した。

上層のチベット高気圧が日本付近に張り出した一因は、亜熱帯ジェット気流が日本付近で、強弱を繰り返しつつ北に大きく蛇行し続けたことである（図 I.2-2(a)）。また、太平洋高気圧が日本付近に張り出した一因として、フィリピン付近の積雲対流活動が平年より活発（図 I.2-2(c)）だったことに加え、亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行し持続したことも影響した可能性がある。

また、太平洋高気圧及び上層のチベット高気圧の影響に加えて、地球温暖化に伴う全球的な気温の上昇傾向が続いていること、さらに、2018 年春以降、北半球中緯度域で全体的に対流圏の気温が著しく高かったことも、今回の記録的な高温における気温上昇を更に底上げしたものと考えられる。

2018 年夏の記録的高温の要因に関連する大気の流れの特徴をまとめると、図 I.2-3 のとおりとなる。

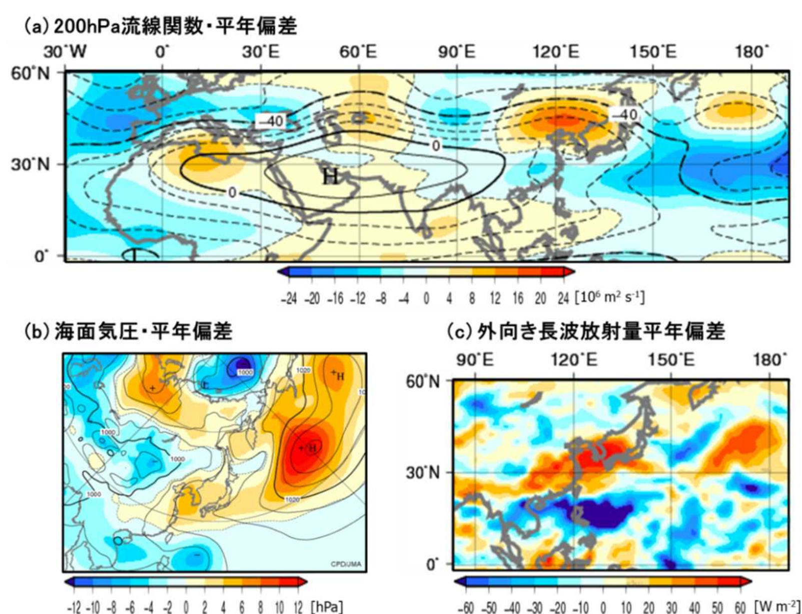


図 I.2-2 2018 年 7 月 15～19 日（5 日平均）（高温時）の (a) 200hPa 流線関数・平年偏差、(b) 海面気圧・平年偏差、(c) 外向き長波放射量平年偏差

（a）と（b）の単位及び等値線間隔は (a) 10×10^{6} m²/s、(b) 4hPa。（c）の単位は W/m²。平年値は 1981～2010 年の平均値。

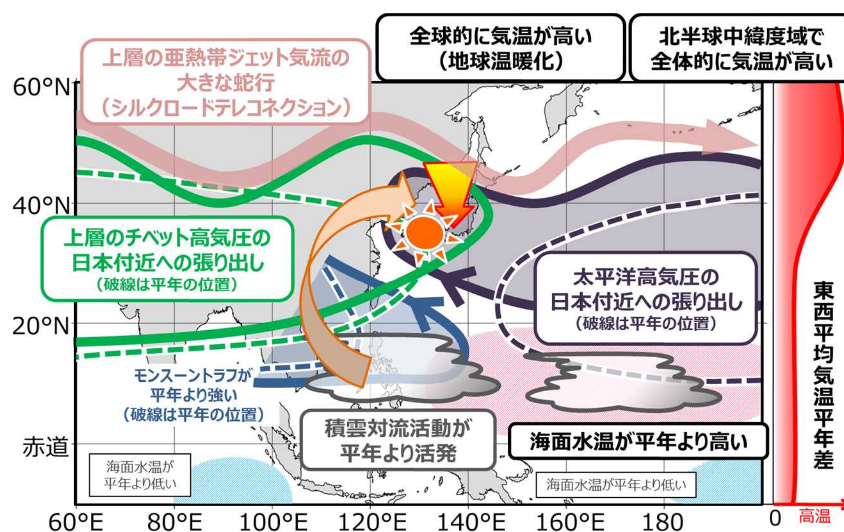


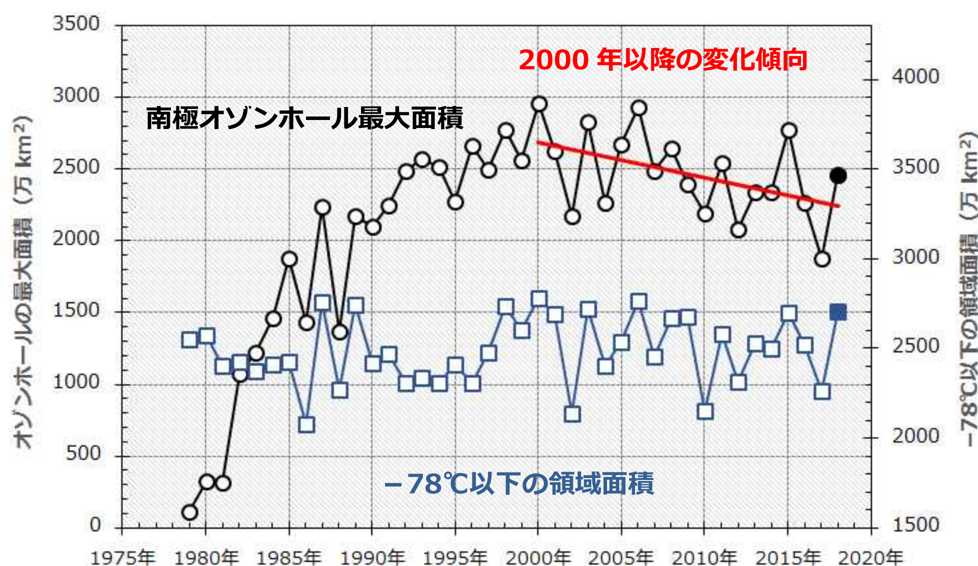
図 I.2-3 2018 年夏の記録的な高温をもたらした大規模な大気の流れの模式図

Ⅱ　南極オゾンホールの回復傾向

○　大気中のオゾン層破壊物質は、1990年代半ば以降、緩やかに減少を続けている。
○　2018年は、オゾン層破壊の規模が大きくなる気象状況下にあったが、オゾンホールの最大面積は、1990年代半ばから2000年代半ばの顕著に大きかった期間ほど拡大しなかった。
○　2000年以降のオゾンホールの最大面積は、統計的に有意な縮小傾向を示している。

オゾンホールの形成・発達には、クロロフルオロカーボン類（日本では一般にフロン類と呼ぶ）等のオゾン層破壊物質の大気中濃度と南極上空の気象状況が密接に関連する。オゾン層破壊物質は、オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書（1987 年採択。以下、モントリオール議定書という）に基づく生産規制等の効果により、世界的に 1990 年代半ば以降緩やかに減少しており（図 3.2-7 参照）、これにより全球のオゾン全量については、近年、僅かに回復の兆候がみられていた。一方、南極では、上空の気象状況（気温や風）によってオゾンホールの規模の年々変動が大きくなるため、これまで回復傾向の判断が難しかった。

2018 年は、南極上空の成層圏（50hPa 付近）の気温が低く、オゾン層破壊を促進する極域成層圏雲が発達しやすい状況（−78℃以下が発生の目安）にあった。図Ⅱ.1 に南極オゾンホールの最大面積と南半球成層圏（50hPa）における−78℃以下の領域面積（8 月平均）の経年変化を示す。8 月は南極オゾンホールが発生し始める時期である。図から、−78℃以下の領域面積が大きいときは、南極オゾンホールの最大面積も大きくなる傾向が読み取れる。2018 年は、−78℃以下の領域面積が大きく、南極オゾンホールが大きくなりやすい状況下にあったものの、最大面積は 9 月 20 日に記録した 2,460 万 km² で 1990 年代半ばから 2000 年代半ばほどの規模までは拡大しなかった。また、



図Ⅱ.1　南極オゾンホールの年最大面積と南半球成層圏（50hPa）の−78℃以下の領域面積（8 月平均）の経年変化

黒線プロット：オゾンホールの最大面積（左軸）
青線プロット：南半球成層圏（50hPa）における−78℃以下の領域面積の 8 月平均（右軸）
赤線：2000～2018 年の変化傾向
南極オゾンホールの最大面積は、米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星観測データを基に気象庁で作成。
−78℃以下の領域面積は、気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）を基に作成。

2018 年の最大面積は最近 10 年と比べると比較的大きかったにもかかわらず、2000 年以降の変化傾向は統計的に有意な縮小傾向を示している。これらのことを総合すると、南極オゾンホールは回復傾向にあると考えられる。

（トピックス）

オゾン層の世界的な状況とその見通しについて、世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）が「オゾン層破壊の科学アセスメント」として定期的に取りまとめている。2018 年 11 月 5 日からキト（エクアドル）で開催されたモントリオール議定書第 30 回締約国会合において、2018 年版アセスメントの総括要旨が公表された。総括要旨では、南極オゾンホールが回復傾向にあること、また成層圏オゾンの回復が始まっていることが、評価結果として報告されている。しかしながら、大気中のオゾン層破壊物質の濃度は減少しているものの依然として高く、また南極オゾンホールの規模は大きい状態にある。そのため、今後も監視を継続することが重要である。

Ⅲ　東経 137 度に沿った海洋の長期解析値の提供を開始

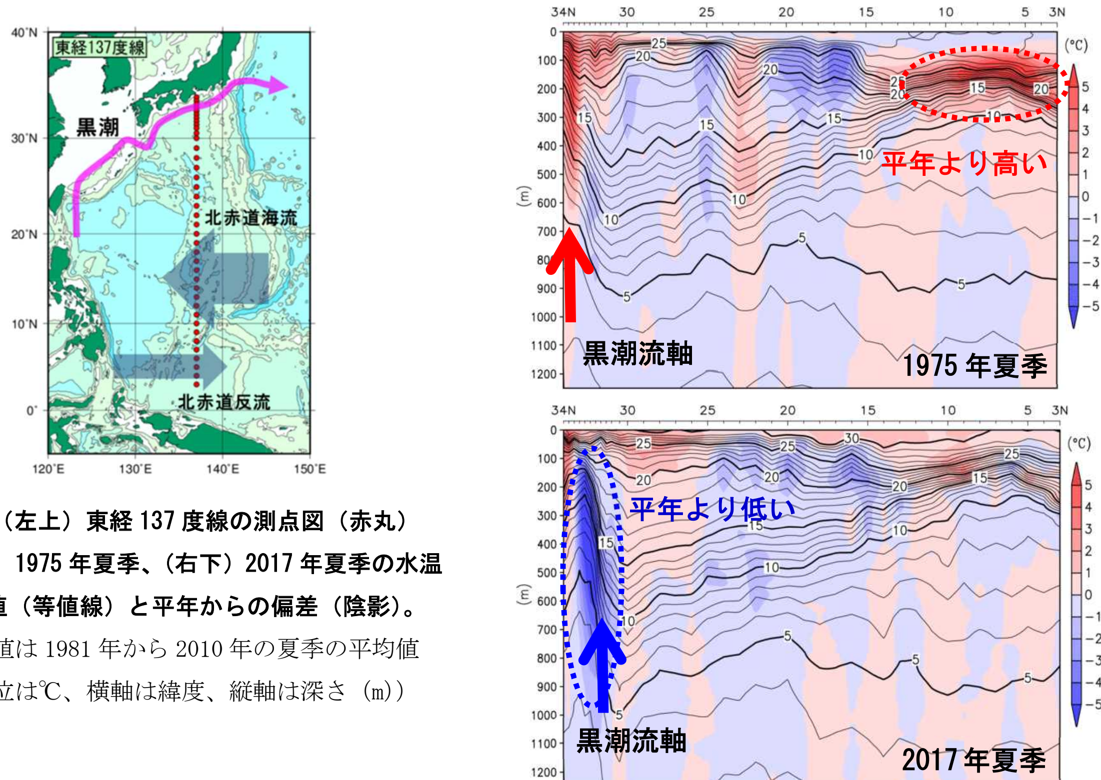
○　海洋気象観測船により50年を超えて継続している東経137度に沿った観測のデータをとりまとめ、海洋の長期解析値の提供を開始した。

気象庁では、昭和 42 年（1967 年）から 50 年以上にわたって東経 137 度に沿った海洋観測を継続している（図左）。このように長期間継続的に実施している海洋観測は世界的にも例がない。得られたデータは、北西太平洋域の海洋構造の理解だけでなく、黒潮やエルニーニョ/ラニーニャ現象等の変動、さらに気候変動に係わる海洋環境の長期変動の解析のため、国内外の研究者に利用されてきた（Oka et al.,2018）。その成果は、IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）にも引用されている。観測データは、地球温暖化の予測結果を検証するデータとして利用価値が非常に高く、今後は地球温暖化適応策の策定に貢献することが期待される。一方で、長い年月の間には、技術の進展に伴う測器の変更や、測定間隔および観測深度などの観測条件が大きく変化しており、データを解析する際に事前処理が必要であった。そこで、国内外の研究機関などで容易に利用できるよう、統計的手法を用いて観測点の緯度間隔や深さ方向のデータ間隔を均一にした長期解析値を作成し、その提供を開始した。

ここでは一例として、新たに作成した長期解析値による黒潮流路の変動とエルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う等温線の変化の様子を示す（図右）。1975 年夏季は、ラニーニャ現象が発生し 137 度定線付近に暖水が溜まった影響で北緯 7 度付近を中心に 10～25℃の水温分布が深くなり、100m から 300m の深さの水温が高くなっている（図右上）。また、2017 年夏季は、黒潮大蛇行が発生し、黒潮流軸が北緯 31 度付近まで南下したため、流軸以北の水温が平年より低くなっている（図右下）。東経 137 度に沿った長期解析値からは、このような黒潮の流路変動やエルニーニョ/ラニーニャ現象だけでなく、気候変動に関わる海洋内部の長期変動の様子を見ることができる。

気象庁では、この長期解析値を観測終了後随時追加し、気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」を通じて提供していく。

（海洋の健康診断表：https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html）



図Ⅲ（左上）東経 137 度線の測点図（赤丸）
（右上）1975 年夏季、（右下）2017 年夏季の水温解析値（等値線）と平年からの偏差（陰影）。
平年値は 1981 年から 2010 年の夏季の平均値
（単位は℃、横軸は緯度、縦軸は深さ（m））

第1章　2018 年の気候

1.1　世界の天候・異常気象

○ 北半球の夏を中心に世界各地で異常高温が発生した。特にヨーロッパや東アジア、米国南西部などでは記録的な高温となった。

○ 東日本～西日本（6～7 月）、インド（6～9 月）、ナイジェリア（7～9 月）、東アフリカ北部～中部（3～5 月）では大雨による多数の死者を伴う災害が発生し、アルゼンチン北部及びその周辺（1～3 月）、オーストラリア南東部（1～9 月）では干ばつによる農業への深刻な被害が伝えられた。

2018 年に発生した主な異常気象・気象災害は、図 1.1-1、表 1.1-1 のとおりである。

2017 年秋に始まったラニーニャ現象が 2018 年春まで続いていたが、2018 年は 1 年を通して世界各地で異常高温が発生した（図 1.1-1 中①②⑤⑦⑩⑪⑫⑭⑯⑲㉑㉓㉕㉖）。特に、ヨーロッパや東アジア、米国南西部などでは夏に記録的な高温となった（図 1.1-1 中⑤⑭㉑）。

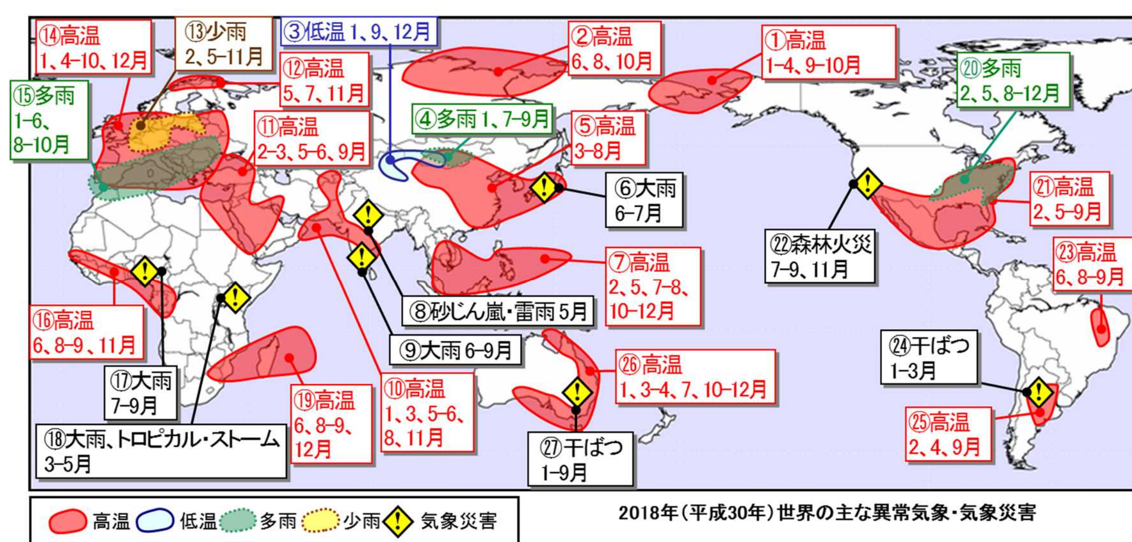


図 1.1-1　2018 年の主な異常気象・気象災害の分布図[3]
2018 年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は、月平均気温と月降水量から異常と判断した現象が 1 年のうち 3 か月以上繰り返された場合に、地理的広がりも考慮しつつ取り上げた。ここでは異常気象を、ある場所において 30 年に 1 回以下のまれな頻度で発生する現象と定義している。気象災害は、米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）が共同で運用する災害データベース（EM-DAT）や各国の政府機関・国連機関等の発表に基づき、人的被害や経済的損失の大きさ、地理的広がりを考慮して取り上げた。

夏（6～8 月）の 3 か月平均気温は、東日本及び西日本では 1946 年以降でそれぞれ 1 番目、2 番目に高く、韓国、中国、米国南西部でも、それぞれ統計開始（それぞれ 1973 年、1961 年、1895 年）以来最も高かった（同図中⑤㉑）。7 月 23 日には熊谷（埼玉県）で日最高気温が 41.1℃となり、歴代全国 1 位を更新した。ヨーロッパ中部から南部（同図中⑭）では異常高温が発生した月が 9 か月あり、北日本から中国北東部、ミクロネシア北西部から東南アジア北西部、中央アジア南部から南アジア南東部、北米南部から中米中部、オーストラリア東部から南部（同図中⑤⑦⑩㉑㉖）では異常高温が発生した月が 6 か月以上あるなど、北半球の夏を中心に世界各地で異常高温が発生した。

[3] 気象庁ホームページでは、2006 年以降の主な異常気象・気象災害の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/annual/index.html

ヨーロッパ南部から北アフリカ北西部では、1～6、8～10 月に、米国北東部から南部では、2 月、5 月、8～12 月に異常多雨となった（同図中⑮⑳）。米国南部、北東部、北中西部の秋（9～11 月）の 3 か月降水量は、1895 年以降で 1 番目、2 番目、3 番目に多かった。一方、ヨーロッパ中部及びその周辺では、2、5～11 月に異常少雨となった（同図中⑬）。

インド各地では、6 月から 9 月の大雨により（同図中⑨）、合計で 1500 人以上が死亡したと伝えられた（インド政府）。ナイジェリア各地では、7 月から 9 月の大雨により（同図中⑰）、300 人以上が死亡したと伝えられた（ナイジェリア政府、EM-DAT）。東アフリカ北部から中部では、3 月から 5 月の大雨や 5 月のトロピカル・ストーム「SAGAR」により（同図中⑱）、合計で 500 人以上が死亡したと伝えられた（ルワンダ政府、欧州委員会、国連人道問題調整事務所）。

オーストラリア南東部では、1～9 月に干ばつとなり（同図中㉗）、農業収益への影響は、1978 年以降でみると 2018 年は 2002～2003 年の干ばつと並んで最悪だったと伝えられた（オーストラリア政府）。ニューサウスウェールズ州の 1～9 月の総降水量は、同期間としては 1900 年以降で 3 番目に少なかった（オーストラリア気象局）。

表 1.1-1　2018 年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

図 1.1-1 中の番号ごとに概要をまとめた。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
①	高温（1～4、9～10 月）	アラスカ西部～東シベリア東部	アラスカ西部から東シベリア東部では、1～4、9～10 月に異常高温となった。東シベリア北東部のウエレンでは 1～3 月の 3 か月平均気温が−11.3℃（平年差＋8.9℃）、東シベリア北東部のアナディリでは 4 月の月平均気温が−6.7℃（平年差＋6.1℃）、米国のアラスカ州コツェビューでは 9～10 月の 2 か月平均気温が 5.0℃（平年差＋4.2℃）となった。 米国アラスカ州の 10 月の月平均気温は、10 月としては 1925 年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。
②	高温（6、8、10 月）	東シベリア北西部～中央シベリア北西部	東シベリア北西部から中央シベリア北西部では、6、8、10 月に異常高温となった。中央シベリア北部のハタンガ川では 6 月の月平均気温が 14.0℃（平年差＋8.2℃）、東シベリア西部のジガンスクでは 8 月の月平均気温が 15.7℃（平年差＋3.9℃）、中央シベリア東部のオレニョクでは 10 月の月平均気温が−2.9℃（平年差＋8.4℃）となった。
③	低温（1、9、12 月）	モンゴル南西部～中国北西部	モンゴル南西部から中国北西部では、1、9、12 月に異常低温となった。中国のシンチアン（新疆）ウイグル自治区ウルムチ（烏魯木斉）では 1 月の月平均気温が−16.4℃（平年差−4.4℃）、中国のシンチアン（新疆）ウイグル自治区ルオチャン（若羌）では 9 月の月平均気温が 17.4℃（平年差−2.7℃）、モンゴル西部のアルタイでは 12 月の月平均気温が−21.8℃（平年差−6.7℃）となった。
④	多雨（1､7～9 月）	モンゴル中部及びその周辺	モンゴル中部及びその周辺では、1、7～9 月に異常多雨となった。モンゴル中部のツェツェルレグでは 1 月の月降水量が 11mm（平年比 611%）、モンゴル西部のウリヤスタイでは 7～9 月の 3 か月降水量が 222mm（平年比 165%）となった。
⑤	高温（3～8 月）	北日本～中国北西部	北日本から中国北西部では、3～8 月に異常高温となった。 中国のカンスー（甘粛）省トゥンホワン（敦煌）では 3 月の月平均気温が 10.0℃（平年差＋5.0℃）、中国（香港）のカオルン（九竜）では 5 月の月平均気温が 27.9℃（平年差＋2.1℃）、宮城県の仙台では 3～5 月の 3 か月平均気温が 12.3℃

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			（平年差＋2.2℃）、中国のペキン（北京）では 6 月の月平均気温が 27.1℃（平年差+2.2℃）、愛知県の名古屋では 7 月の月平均気温が 29.3℃（平年差＋2.9℃）、韓国北西部のインチョンでは 7 月の月平均気温が 26.6℃（平年差＋2.9℃）、中国のシャントン（山東）省チンタオ（青島）では 8 月の月平均気温が 27.7℃（平年差＋2.4℃）だった。 東日本及び西日本の夏（6～8 月）の 3 か月平均気温は、それぞれ夏としては 1946 年以降で 1 番目、2 番目に高かった。また、7 月 23 日には埼玉県の熊谷で日最高気温が 41.1℃となり、日本国内の歴代全国 1 位を更新した。韓国の夏（6～8 月）の 3 か月平均気温は、夏としては 1973 年以降で最も高かった。また、8 月 1 日にはホンチョン（洪川）で 41.0℃の日最高気温を観測し、韓国の国内最高記録を更新した（韓国気象局）。中国の夏（6～8 月）の 3 か月平均気温は、夏としては 1961 年以降で最も高かった（中国気象局）。 日本では、熱中症により 6～9 月に合計で 1518 人が死亡した（平成 31 年 2 月時点、厚生労働省）。
⑥	大雨（6～7 月）	東日本～西日本	6 月 28 日から 7 月 8 日にかけて、活発な梅雨前線や台風第 7 号の影響で、西日本を中心に全国的に記録的な大雨（平成 30 年 7 月豪雨）となり、224 人が死亡した（平成 30 年 7 月豪雨による被害状況等について（平成 30 年 10 月 9 日 17:00 現在）、内閣府）。高知県安芸郡馬路村の魚梁瀬では 6 月 28 日から 7 月 8 日までの総降水量が 1852.5mm（7 月の月降水量平年値 591.5mm）、岐阜県郡上市のひるがのでは 6 月 28 日から 7 月 8 日までの総降水量が 1214.5mm（7 月の月降水量平年値 481.0mm）となった。
⑦	高温（2、5、7～8、10～12 月）	ミクロネシア北西部～東南アジア北西部	ミクロネシア北西部から東南アジア北西部では、2、5、7～8、10～12 月に異常高温となった。ミクロネシア北西部のグアム島では 2 月の月平均気温が 27.9℃（平年差＋0.9℃）、フィリピン北部のカバナツアンでは 5 月の月平均気温が 31.0℃（平年差＋1.3℃）、マレーシアのコタキナバル（ボルネオ島北部）では 7～8 月と 10～11 月の 2 か月平均気温がそれぞれ 28.7℃（平年差＋1.2℃）、27.9℃（平年差＋0.8℃）、タイ南東部のチャンタブリーでは 12 月の月平均気温が 28.5℃（平年差＋2.3℃）となった。
⑧	砂じん嵐・雷雨（5 月）	インド北部	インド北部では、5 月の砂じん嵐や雷雨により、合計で 290 人以上が死亡したと伝えられた（インド政府）。
⑨	大雨（6～9 月）	インド	インド各地では、6 月から 9 月の大雨により、合計で 1500 人以上が死亡したと伝えられた（インド政府）。
⑩	高温（1、3、5～6、8、11 月）	中央アジア南部～南アジア南東部	中央アジア南部から南アジア南東部では、1、3、5～6、8、11 月に異常高温となった。パキスタンのカラチ国際空港では 1 月、5 月、11 月の月平均気温がそれぞれ 21.3℃（平年差＋2.3℃）、32.7℃（平年差＋1.7℃）、26.9℃（平年差＋2.3℃）、ウズベキスタン東部のサマルカンドでは 3 月の月平均気温が 13.9℃（平年差＋3.7℃）、インド西部のドワールカでは 5～6 月の 2 か月平均気温が 30.8℃（平年差＋0.7℃）、パキスタン中部のデライスマーイールハーンでは 8 月の月平均気温が 34.2℃（平年差＋2.6℃）となった。パキスタン南部では、5 月の熱波により 180 人以上が死亡したと伝えられ

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			た（EM-DAT）。
⑪	高温（2～3、5～6、9 月）	中東及びその周辺	中東及びその周辺では、2～3、5～6、9 月に異常高温となった。トルコ南西部のアンタリヤでは 2～3 月の 2 か月平均気温が 15.5℃（平年差＋4.2℃）、サウジアラビア北西部のワジュでは 5～6 月の 2 か月平均気温が 31.0℃（平年差＋3.3℃）、イラン南西部のアバダーンでは 9 月の月平均気温が 35.9℃（平年差＋3.0℃）だった。
⑫	高温（5、7、11 月）	スカンディナビア半島北部	スカンディナビア半島北部では、5、7、11 月に異常高温となった。フィンランド北部のソダンキュラでは 5 月の月平均気温が 10.2℃（平年差＋4.9℃）、フィンランド北東部のキルピシェルビでは 7 月の月平均気温が 15.1℃（平年差＋3.6℃）、ノルウェー北部のトロムスでは 11 月の月平均気温が 3.7℃（平年差＋4.0℃）となった。
⑬	少雨（2、5～11 月）	ヨーロッパ中部及びその周辺	ヨーロッパ中部及びその周辺では、2、5～11 月にかけて異常少雨となった。ドイツ北西部のエムデンでは 2 月の月降水量が 8mm（平年比 14%）、スウェーデン南東部のビスビーでは 5 月の月降水量が 1mm（平年比 3%）、フランス北部のリールでは 6～7 月の 2 か月降水量が 22mm（平年比 16%）、ドイツ北東部のポツダムでは 8～9 月の 2 か月降水量が 30mm（平年比 27%）、ドイツ北部のリストでは 10 月の月降水量が 34mm（平年比 43%）、ポーランド北西部のシュチェチンでは 11 月の降水量が 12mm（平年比 28%）となった。 ドイツの夏（6～8 月）の 3 か月降水量は、夏としては 1881 年以降で 2 番目に少なかった（ドイツ気象局）。フランスの 9 月の月降水量は、9 月としては 1959 年以降で 3 番目に少なかった（フランス気象局）。
⑭	高温（1、4～10、12 月）	ヨーロッパ中部～南部	ヨーロッパ中部から南部では、1、4～10、12 月に異常高温となった。フランス南部のモンペリエでは 1 月の月平均気温が 11.0℃（平年差＋3.9℃）、ルーマニア北東部のスチャバでは 4 月の月平均気温が 14.0℃（平年差＋5.1℃）、スウェーデンのストックホルムでは 5 月の月平均気温が 16.1℃（平年差＋5.1℃）、ドイツ南西部のシュトゥットガルトでは 6～7 月の 2 か月平均気温が 20.7℃（平年差＋2.6℃）、ノルウェーのオスロでは 7 月の月平均気温が 22.2℃（平年差＋5.0℃）、スペイン南東部のアリカンテ・ラルテート空港では 7～8 月の 2 か月平均気温が 27.3℃（平年差＋1.6℃）、フランス南東部のニースでは 9～10 月の 2 か月平均気温が 21.0℃（平年差＋2.2℃）、スペイン中部のアビラでは 12 月の月平均気温が 6.8℃（平年差＋2.8℃）だった。 ドイツの 4 月、5 月の月平均気温は、それぞれの月としては 1881 年以降で最も高かった（ドイツ気象局）。英国の 5 月、7 月の月平均気温は、それぞれの月としては 1910 年以降で最も高かった（英国気象局）。フランスの 4 月、7 月の月平均気温は、それぞれの月としては 1900 年以降で 3 番目に高かった（フランス気象局）。スペインの 9 月の月平均気温は、9 月としては 1965 年以降で最も高かった（スペイン気象局）。
⑮	多雨（1～6、8～10 月）	ヨーロッパ南部～北アフリカ北西部	ヨーロッパ南部から北アフリカ北西部では、1～6、8～10 月に異常多雨となった。モロッコ北西部のカサブランカでは 1～4 月の 4 か月降水量が 387mm（平年比 210%）、ギリシャ西部のカラマタでは 5～6 月の 2 か月降

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			水量が 122mm（平年比 357%）、チュニジアのチュニスでは 8 月の月降水量が 73mm（平年比 913%）、アルジェリア北西部のシディベルアッベスでは 9 月の月降水量が 83mm（平年比 451%）、スペイン東部のテルエルでは 10 月の月降水量が 139mm（平年比 237%）となった。
⑯	高温（6、8～9、11 月）	西アフリカ西部～中部アフリカ北西部	西アフリカ西部から中部アフリカ北西部では、6、8～9、11 月に異常高温となった。マリ南部のブグニでは 6 月の月平均気温が 30.2℃（平年差＋2.7℃）、ブルキナファソ南西部のガワでは 8～9 月の 2 か月平均気温が 26.4℃（平年差＋0.8℃）、コンゴ共和国北部のウェッソでは、11 月の月平均気温が 25.7℃（平年差＋1.0℃）となった。
⑰	大雨（7～9 月）	ナイジェリア	ナイジェリア各地では、7 月から 9 月の大雨により 300 人以上が死亡したと伝えられた（ナイジェリア政府、EM-DAT）。
⑱	大雨・トロピカル・ストーム（3～5 月）	東アフリカ北部～中部	東アフリカ北部から中部では、3 月から 5 月の大雨や 5 月のトロピカル・ストーム「SAGAR」により合計で 500 人以上が死亡したと伝えられた（ルワンダ政府、欧州委員会、国連人道問題調整事務所）。
⑲	高温（6、8～9、12 月）	モーリシャス～南アフリカ北西部	モーリシャスから南アフリカ北西部では、6、8～9、12 月に異常高温となった。マダガスカル南東部のトラナロでは 6 月の月平均気温が 23.3℃（平年差＋2.6℃）、モザンビーク東部のケリマネでは 8～9 月の 2 か月平均気温が 25.1℃（平年差＋2.4℃）、モーリシャスのアガレーガ諸島では 12 月の月平均気温が 28.6℃（平年差＋1.1℃）だった。
⑳	多雨（2、5、8～12 月）	米国北東部～南部	米国北東部から南部では、2、5、8～12 月に異常多雨となった。ニューヨーク州のニューヨークでは 2 月の月降水量が 151mm（平年比 223%）、ノースカロライナ州のアシュビルでは 5 月の月降水量が 373mm（平年比 417%）、オクラホマ州のオクラホマシティでは 8～9 月の 2 か月降水量が 444mm（平年比 238%）、テキサス州のアビリーンでは 10 月の月降水量が 307mm（平年比 445%）、バージニア州のワシントン・ナショナル空港では 11 月の月降水量が 192mm（平年比 231%）、フロリダ州のタラハシーでは 12 月の月降水量が 401mm（平年比 417%）だった。 米国南部の 2 月、9 月の月降水量は、それぞれの月としては 1895 年以降で 3 番目に多く、米国南東部の 5 月、12 月の月降水量は、それぞれの月としては 1895 年以降で 3 番目、1 番目に多く、米国北東部の 11 月の月降水量は、11 月としては 1895 年以降で 3 番目に多かった。米国南部、北東部、北中西部の秋（9～11 月）の 3 か月降水量は、それぞれ秋としては 1895 年以降で 1 番目、2 番目、3 番目に多かった。米国本土の年降水量は、1985 年以降で 3 番目に多かった（米国海洋大気庁）。
㉑	高温（2､5～9 月）	北米南部～中米中部	北米南部から中米中部では、2、5～9 月に異常高温となった。メキシコ北西部のエルモシージョでは 2 月の月平均気温が 19.1℃（平年差＋5.4℃）、米国ルイジアナ州のレークチャールズでは 5～7 月の 3 か月平均気温が 28.1℃（平年差＋1.4℃）、米国フロリダ州のキーウェストでは 7 月の月平均気温が 30.5℃（平年差＋1.3℃）、米国ノースカロライナ州のハタラス岬では 8～9 月の 2 か月平均気温が 27.7℃（平年差＋2.8℃）だった。 米国南東部の 2 月、9 月の月平均気温は、それぞれの月としては 1895 年

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			以降で1番目、3番目に高く、米国北東部の8月、9月の月平均気温は、それぞれの月としては1895年以降で1番目、3番目に高かった。また、米国南西部の夏（6～8月）の3か月平均気温は、夏としては1895年以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。
㉒	森林火災（7～9、11月）	米国西部	米国西部では、7～9、11月に大規模な森林火災が発生した。カルフォルニア州では、7月に発生した“Mendocino Complex”で約46万エーカー（約1860 平方キロメートル）の面積の森林が焼失、11 月に発生した“Camp Fire”で85人が死亡し、森林火災としてはそれぞれ1933年以降で州最悪の焼失面積、死者数となったと伝えられた（カリフォルニア州政府）。
㉓	高温（6､8～9月）	ブラジル北東部	ブラジル北東部では、6、8～9 月に異常高温となった。ブラジル東部のボンジェズスダラパでは、6月、8月の月平均気温がそれぞれ25.9℃（平年差＋1.9℃）、27.7℃（平年差＋2.5℃）、ブラジル北東部のバラドコルダでは9月の月平均気温が30.2℃（平年差＋2.0℃）となった。
㉔	干ばつ（1～3月）	アルゼンチン北部及びその周辺	アルゼンチン北部及びその周辺では、1月から3月に干ばつとなり、アルゼンチンでは 34 億米国ドルにのぼる経済被害が発生したと伝えられた（EM-DAT）。
㉕	高温（2､4､9月）	アルゼンチン北部～中部	アルゼンチン北部から中部では、2、4、9 月に異常高温となった。アルゼンチン東部のロサリオでは2月の月平均気温が25.4℃（平年差＋2.2℃）、アルゼンチン北東部のレコンキスタでは4月の月平均気温が24.4℃（平年差＋4.3℃）、アルゼンチン中部のラボウラジェでは 9 月の月平均気温が16.1℃（平年差＋3.2℃）だった。 アルゼンチンの 4 月の月平均気温は、4 月として 1961 年以降で最も高かった（アルゼンチン気象局）。
㉖	高温（1､3～4､7､10～12月）	オーストラリア東部～南部	オーストラリア東部から南部では、1、3～4、7、10～12 月に異常高温となった。オーストラリア南東部のネルソン岬では 1 月の月平均気温が19.8℃（平年差＋2.6℃）、オーストラリア南東部のシドニーでは3～4月の2か月平均気温が22.7℃（平年差＋2.5℃）、オーストラリア南部のユークラでは7月の月平均気温が14.1℃（平年差＋1.8℃）、オーストラリア北東部のウェイパでは10～11月の2か月平均気温が30.0℃（平年差＋2.0℃）、オーストラリア南東部のナウラでは12月の月平均気温が21.8℃（平年差＋2.2℃）だった。 オーストラリアの1月、4月、12月の月平均気温は、それぞれの月としては1910年以降で3番目、2番目、1番目に高く、オーストラリア東部のクイーンズランド州とニューサウスウェールズ州の10月の月平均気温は、ともに10月としては1910年以降で3番目に高かった（オーストラリア気象局）。
㉗	干ばつ（1～9月）	オーストラリア南東部	オーストラリア南東部では、1～9月にかけて干ばつとなった。オーストラリア南東部の農業収益への影響は、1978年以降でみると2018年は2002～2003 年の干ばつと並んで最悪だったと伝えられた（オーストラリア政府）。ニューサウスウェールズ州の1～9月の総降水量は、同期間としては1900年以降で3番目に少なかった（オーストラリア気象局）。

年平均気温は、世界の陸上の広い範囲で平年値より高く、アラスカからシベリア北西部、東アジア南部、ミクロネシアから東南アジア中部、南アジア西部、ヨーロッパから中東、東アフリカ南部及びその周辺、米国西部から南東部、中米から南米東部、オーストラリアなどで平年よりかなり高かった。カナダ東部から米国北部は平年より低く、中央アジア北東部及びその周辺では平年よりかなり低かった（図 1.1-2）。

年降水量は、モンゴルから中国北部、中央アジア東部から中部、中東北西部から北アフリカ東部、ヨーロッパ南部から北アフリカ北西部、米国北東部から南部などで平年より多く、中央アジア西部、南アジア北西部から中東南部、オーストラリア南東部などで平年より少なかった（図 1.1-3）。

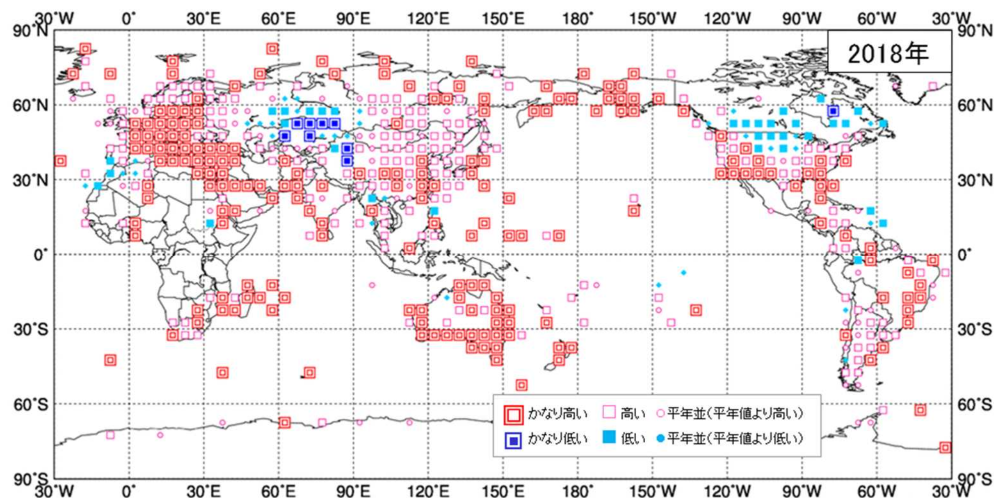


図 1.1-2　年平均気温規格化平年差階級分布図（2018 年）[4]
各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り（規格化）、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を−1.28、−0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並（平年値より低い）」「平年並（平年値より高い）」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。標準偏差の統計期間も 1981～2010 年。

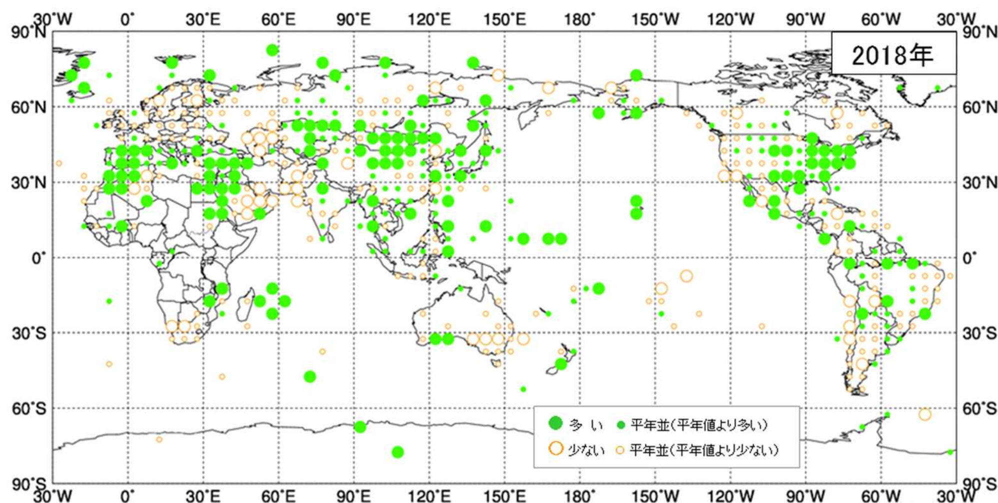


図 1.1-3　年降水量平年比分布図（2018 年）[4]
各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を 70%、100%、120%とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平年並（平年値より少ない）」「平年並（平年値より多い）」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。

4 気象庁ホームページでは、2015 年以降の年平均気温規格化平年差階級分布図、年降水量平年比分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=annual

1.2 日本の天候・異常気象[5]

○ 冬（2017 年 12 月～2018 年 2 月）は全国的に低温となり、北陸地方中心に大雪となった。
○ 春～夏は、東・西日本中心に記録的な高温となった。
○ 「平成 30 年 7 月豪雨」の発生により西日本中心に記録的な大雨となった。
○ 台風第 21 号、第 24 号の接近・通過に伴い各地で暴風、高潮となった。

1.2.1 年間の天候

2018 年の日本の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布を図 1.2-1 に示す。年統計値の特徴は以下のとおりである。

○ 年平均気温：全国的に高く、特に東日本ではかなり高かった。
○ 年降水量：東日本太平洋側で平年並のほかは多く、特に北日本日本海側、西日本太平洋側ではかなり多かった。
○ 年間日照時間：北日本で平年並のほかはかなり多かった。

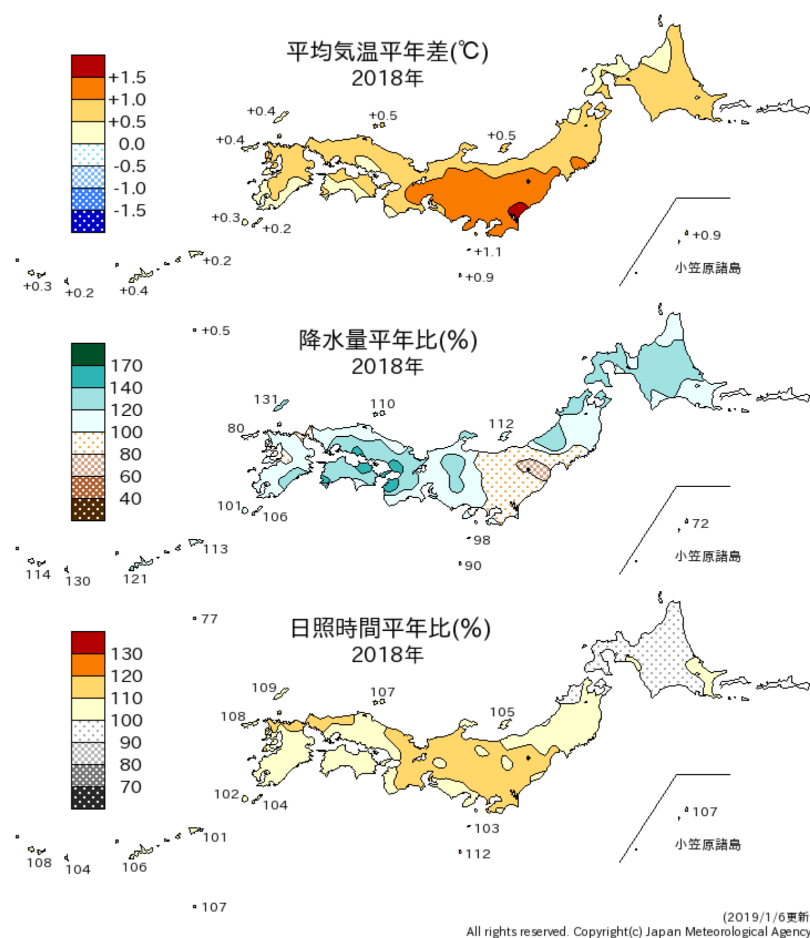


図 1.2-1 日本における 2018 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は 1981～2010 年の平均値。

[5] 観測された気温や降水量が、平年値（1981～2010 年の平均値）を計算した期間の累積度数の上位 10%の値を超える場合に「かなり高い（多い）」、下位 10%以下の場合に「かなり低い（少ない）」と表現している。

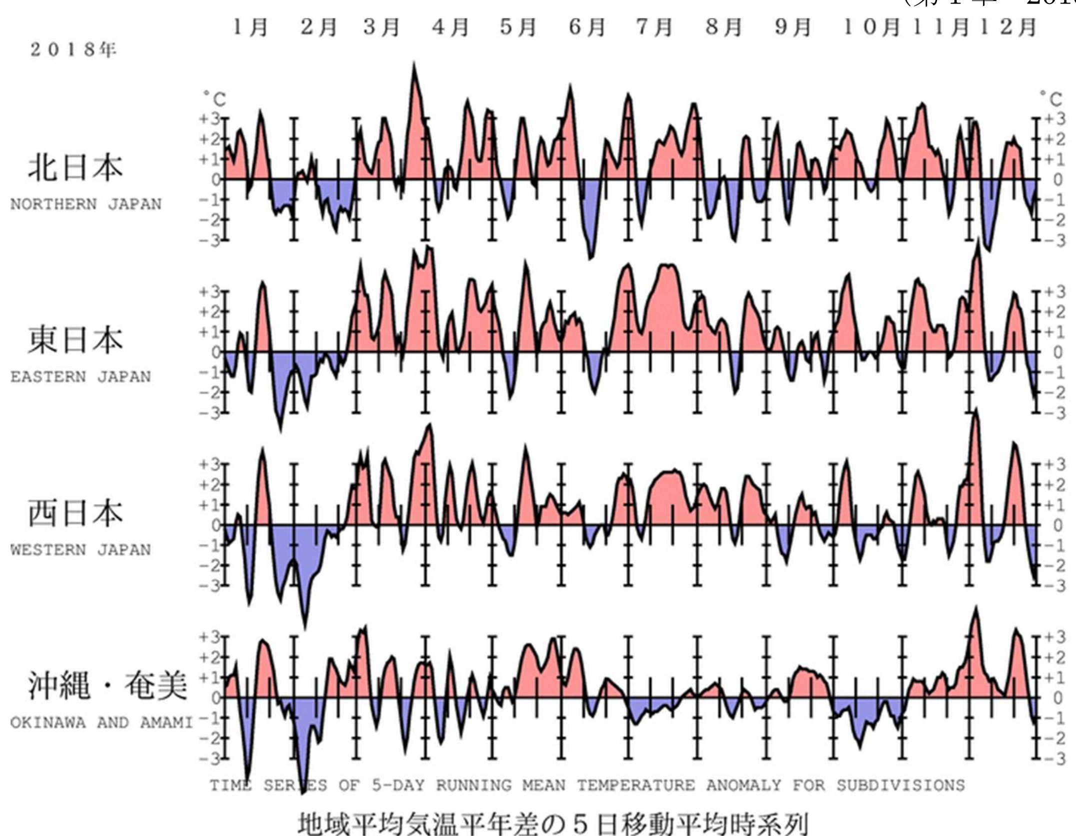


図1.2-2　地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2018年1～12月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.2.2　季節別の天候

2018 年の日本の地域別平均気温平年差の経過を図 1.2-2 に、日本の季節別の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を図 1.2-3 に示す。また、月統計値で記録を更新した地点数と主な地域を表 1.2-1 に示す。季節別の天候の特徴は以下のとおりである。

(1)　冬（2017 年 12 月～2018 年 2 月）

- ○ 平均気温：全国的に低かった。
- ○ 降水量：東日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側で多かった。一方、東日本太平洋側、西日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。北・西日本太平洋側では平年並だった。
- ○ 日照時間：北日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。一方、東日本太平洋側でかなり多く、西日本太平洋側で多かった。北日本太平洋側、東・西日本日本海側では平年並だった。

2017/18 年の冬は、日本付近に強い寒気の流れ込むことが多かったため、全国的に冬の平均気温は低く、特に西日本は平年差-1.2℃と過去 32 年間で最も低くなった。北日本から西日本にかけての日本海側では発達した雪雲が日本海から盛んに流れ込み、北陸地方を中心に度々大雪になり、交通障害が発生した。福井では、最深積雪が 147cm に達し、37 年ぶりに 140cm を超えた。北・東日本太平洋側でも低気圧の影響で大雪になった日があった。

(2)　春（2018 年 3～5 月）

- ○ 平均気温：全国的にかなり高かった。
- ○ 降水量：北・東・西日本で多く、特に北・東日本日本海側でかなり多かった。一方、沖縄・奄美ではかなり少なかった。
- ○ 日照時間：東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美でかなり多く、東日本日本海側で多かった。北日本では平年並だった。

春は、期間を通して暖かい空気に覆われやすかったため、全国的に春の平均気温はかなり高かった。特に東日本は平年差+2.0℃と春としては1946年の統計開始以来最も高かった。東日本から沖縄・奄美にかけては、高気圧に覆われ晴れた日が多かったが、北日本から西日本にかけては、低気圧の通過時には南から湿った空気が流れ込み大雨となる日もあった。春の日照時間は、東日本太平洋側と西日本、沖縄・奄美でかなり多かった。春の降水量は、北・東日本日本海側でかなり多かった。一方、沖縄・奄美ではかなり少なかった。

(3) 夏（2018年6～8月）

- ○ 平均気温：東・西日本でかなり高く、北日本で高かった。沖縄・奄美では平年並だった。
- ○ 降水量：北日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美でかなり多く、北日本太平洋側で多かった。東日本と西日本日本海側では平年並だった。
- ○ 日照時間：北日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。一方、東日本と西日本日本海側でかなり多く、西日本太平洋側で多かった。北日本太平洋側で平年並だった。

夏は、7月上旬に本州付近に梅雨前線が停滞し、南から大量の湿った空気が流れ込んだため、西日本中心に数日にわたり記録的な大雨となり、土砂災害や河川の氾濫など甚大な被害が発生した（「平成30年7月豪雨」）。7月中旬以降は、太平洋高気圧とチベット高気圧の張り出しがともに強まり、多くの地方で梅雨明けがかなり早く、東・西日本中心に晴れて気温が顕著に上昇する日が多かった。7月23日には、熊谷（埼玉県）で日最高気温41.1℃を記録して歴代全国1位となった。東・西日本は夏の平均気温がかなり高く、東日本では平年差+1.7℃と1946年の統計開始以来最も高くなった。全国の気象官署153地点のうち48地点で夏の平均気温の高い方から1位の値(タイを含む)を記録した。一方、北日本日本海側は梅雨前線や秋雨前線の影響で、西日本太平洋側と沖縄・奄美は台風や梅雨前線の影響で記録的な大雨があったため、夏の降水量はかなり多く、沖縄・奄美では1946年の統計開始以来最も多くなった。

(4) 秋（2018年9～11月）

- ○ 平均気温：北・東日本で高かった。西日本、沖縄・奄美では平年並だった。
- ○ 降水量：東・西日本、沖縄・奄美で多かった。一方、北日本で少なかった。
- ○ 日照時間：東日本と西日本日本海側で少なかった。一方、北日本、沖縄・奄美で多かった。西日本太平洋側では平年並だった。

秋は日本の東海上で高気圧の勢力が強く、北からの寒気が南下しにくかったため、秋の平均気温は北・東日本で高かった。活発な秋雨前線と台風の影響で、秋の降水量は東日本から沖縄・奄美にかけて多かった。9月上旬には、台風第21号が非常に強い勢力で徳島県南部に上陸したのち近畿地方を北上した。9月下旬には、台風第24号が沖縄地方に接近した後、和歌山県田辺市付近に上陸し、西日本から北日本を縦断した。これらの台風の接近・通過に伴い、広い範囲で暴風、大雨、高潮、高波となった。

(5) 初冬（2018年12月）

気温は、北日本で平年並のほかは高かったが、月末に強い寒気が南下したため、日本海側では大雪や暴風雪となった。

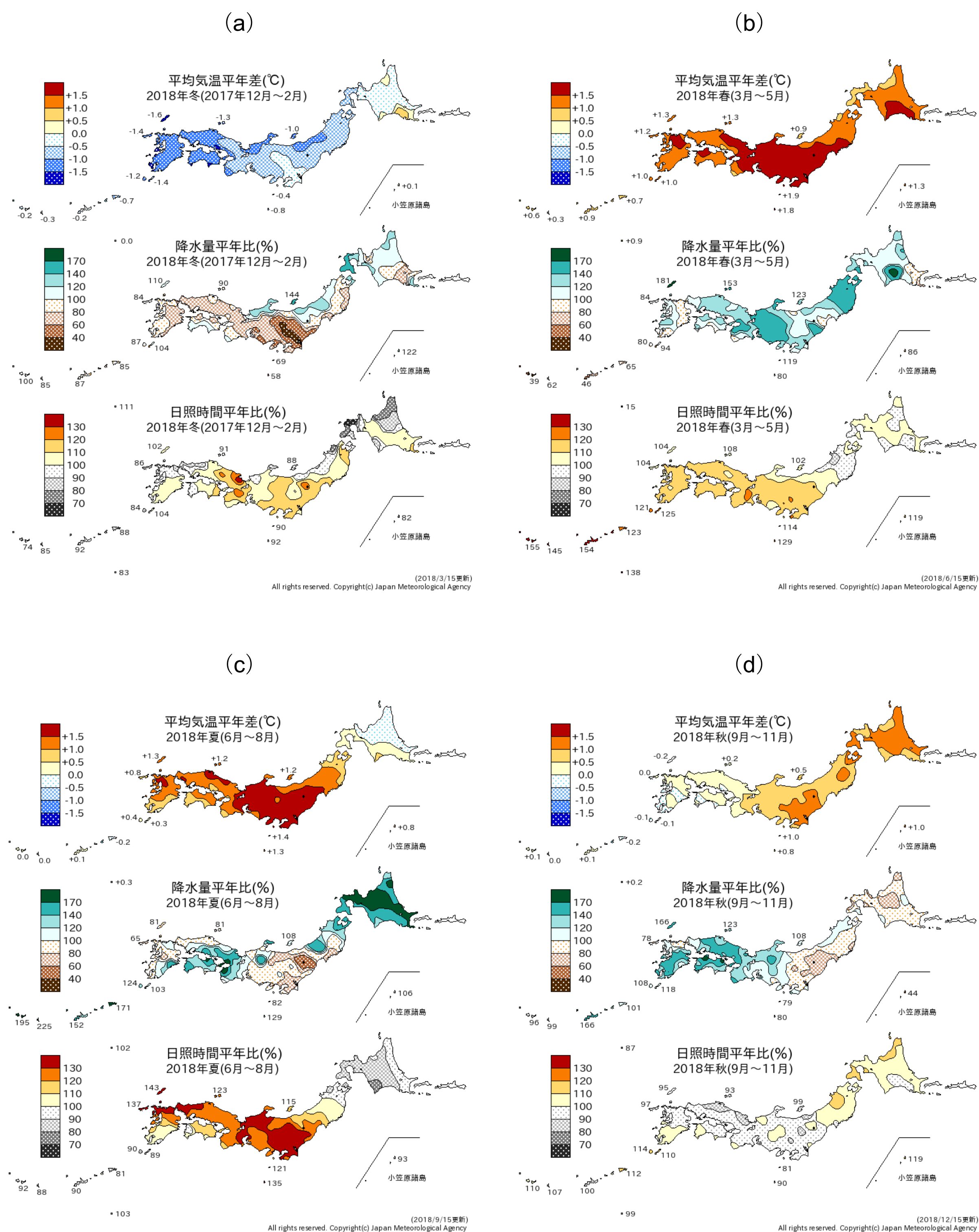


図 1.2-3　日本における 2018 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布[6]
（a）：冬（2017 年 12 月～2018 年 2 月）、（b）：春（3～5 月）、（c）：夏（6～8 月）、（d）：秋（9～11 月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

---
6 気象庁ホームページでは、1961 年冬（前年 12～２月）以降の季節の分布図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_seasonal.html

表 1.2-1　月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数（2018 年）

全国 153 の気象官署及び特別地域気象観測所のうち、各要素の記録を更新した地点数（単独 1 位の地点数）と 1 位タイを記録した地点数（「タイ」と表示）を示す。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が 5 以上の地域を記載した。
（気温）北：北日本、東：東日本、西：西日本、沖奄：沖縄・奄美
（降水量、日照時間）北日：北日本日本海側、北太：北日本太平洋側、東日：東日本日本海側、東太：東日本太平洋側、西日：西日本日本海側、西太：西日本太平洋側、沖奄：沖縄・奄美

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月						
2 月				4	3	
3 月	46、14 ﾀｲ 北、東、西		9		29 西日、西太、沖奄	
4 月	20、1 ﾀｲ 北、東			1、1 ﾀｲ	2	
5 月	1 ﾀｲ		1	1	1	
6 月			1	4	2	
7 月	47、6 ﾀｲ 北、東、西		1		5	1
8 月	6、6 ﾀｲ 西		2	2	1	
9 月	1		7	6		4
10 月	4 ﾀｲ					
11 月				6	4	
12 月	1		1	1		6

1.3　大気・海洋の特徴[7]

○ 2017/2018年冬は、ラニーニャ現象の影響により、インドシナ半島～フィリピンの東海上で積雲対流活動が活発だった。亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が日本付近で南へ蛇行し、冬型の気圧配置が強まり、日本付近に強い寒気が流れ込むことが多かった。

○ 2018年夏は、フィリピン付近の積雲対流活動が活発だったことや、亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行し続けたことに伴い、太平洋高気圧と上層のチベット高気圧の日本付近への張り出しがともに強かった。このことが、東・西日本の記録的な高温の要因となった。

異常気象の要因を把握するためには、上空の大気の流れや熱帯の積雲対流活動、海面水温、夏季アジアモンスーン等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である[8]。以下では、2018 年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1　季節別の大気・海洋の特徴

（1）冬（2017 年 12 月～2018 年 2 月）

2017 年秋に発生したラニーニャ現象が継続し（2.6.1 節参照）、海面水温は西部太平洋赤道域で顕著な正偏差、中・東部太平洋赤道域で負偏差となった（図 1.3-1(a)）。熱帯の積雲対流活動はインドシナ半島～フィリピンの東海上で活発、日付変更線の西側～中部太平洋赤道域で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、インド洋～インドネシアで南北半球対の低気圧性循環偏差となった（同図(c)）。

500hPa 高度は、北極付近は正偏差（平年と比べて高度が高い）、ヨーロッパでは負偏差（平年と比べて高度が低い）で、北半球の極渦は東シベリア側と北米側に分裂した。ユーラシア大陸北部及び南部でともに波列パターンが明瞭だった（同図(d)）。海面気圧をみると、シベリア高気圧は平年と比べて強く、特に北西側への張り出しが明瞭だった。アリューシャン低気圧は平年と比べて西寄りに位置しカムチャツカ半島付近で強かった（同図(e)）。850hPa 気温は、北極海の広い範囲で高温偏差となった一方、東アジア、北米北部、ヨーロッパで低温偏差となった（同図(f)）。

インドネシア付近の積雲対流活動が活発だったことや、東シベリアへ南下した極渦に伴って、日本付近では亜熱帯ジェット気流と寒帯前線ジェット気流が南へ蛇行し、冬型の気圧配置が強まった。このことが、寒気が日本付近に流れ込みやすかった要因であったとみられる。

---

[7] 本節の説明で言及する「エルニーニョ／ラニーニャ現象」「モンスーン」については、巻末の用語一覧を参照のこと。

[8] 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。
- 海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ／ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
- 外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
- 850hPa 流線関数図：上空 1,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧等の監視に用いられる。
- 500hPa 高度図：上空 5,500m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や極渦等の監視に用いられる。
- 海面気圧図：地表の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧やシベリア高気圧、北極振動等の監視に用いられる。
- 850hPa 気温図：上空 1,500m 付近の気温の分布を表す。
- 対流圏層厚換算温度：2 つの等圧面（300hPa 面と 850hPa 面）の間の気層の平均気温を表し、対流圏の平均気温の監視に用いられる。

これらの図やより詳しい情報については、下記の気象庁ホームページに掲載している。
- 海面水温：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html
- 外向き長波放射量、850hPa 流線関数、500hPa 高度、海面気圧及び 850hPa 気温：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html
- 対流圏層厚換算温度：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_indx.html
- 熱帯の大気および海洋の監視指数（夏季アジアモンスーン）：https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/2018/index/html/soiolru/index_html_soiolru_2018.html

（2）春（2018 年 3～5 月）

ラニーニャ現象は春に終息したが、太平洋赤道域の海面水温は、引き続き西部で顕著な正偏差、中・東部で負偏差だった。北太平洋熱帯域ではフィリピンの東～中米西岸で顕著な正偏差、南太平洋熱帯域の東部で顕著な負偏差となった（図 1.3-2(a)）。熱帯の積雲対流活動は、東アフリカ～インド洋中部、ミクロネシア～ハワイ付近で活発、南シナ海～日本の東海上、中・東部太平洋赤道域で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、太平洋中・東部で南北半球対の高気圧性循環偏差、フィリピンの東海上で低気圧性循環偏差となった（同図(c)）。

500hPa 高度は、北大西洋～ユーラシア大陸北部で寒帯前線ジェット気流に沿った波列パターンが見られ、ヨーロッパ北部と東アジア北東部で正偏差、ロシア西部～西シベリアで負偏差となった（同図(d)）。海面気圧をみると、北米中部、ヨーロッパ北部で正偏差、北大西洋北東部～ヨーロッパ西部、シベリアで負偏差となった。日本付近～北太平洋の中緯度帯では、帯状に正偏差となった。北太平洋と北大西洋の亜熱帯高気圧は平年と比べて強かった（同図(e)）。850hPa 気温は、米国西部、ヨーロッパ南部、東アジア～北太平洋の中緯度帯で高温偏差、北米北東部、ロシア西部～西シベリアで低温偏差となった（同図(f)）。

（3）夏（2018 年 6～8 月）

太平洋赤道域の海面水温は、西部で顕著な正偏差となった。インド洋ではジャワ島の南で顕著な負偏差が見られた。北大西洋では、中緯度帯では顕著な正偏差、グリーンランドの南と熱帯域の東部で顕著な負偏差となる三極構造が見られた（図 1.3-3(a)）。熱帯の積雲対流活動はフィリピン周辺～太平洋の北緯 10～20 度帯で活発、インド洋及び南太平洋中部で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層は、南シナ海北部～フィリピンの東海上で低気圧性循環偏差となり、東南アジアのモンスーントラフは平年よりも深かった（同図(c)）。

500hPa 高度をみると、北半球の極渦の中心は北米側に偏った。北半球の中緯度帯は全般に正偏差だった。アラスカの南海上、北米東部、ヨーロッパ北部、中央～東シベリア、東アジア北東部で正偏差、地中海、南シナ海～日本の南海上で負偏差となった（同図(d)）。海面気圧は、グリーンランド周辺で負偏差、北太平洋や北大西洋の中緯度帯では全般に正偏差だった。太平洋高気圧は本州付近への張り出しが平年と比べて強かった（同図(e)）。850hPa 気温は、アラスカの南海上、北米東部、ヨーロッパ北部、中央～東シベリア、東アジア東部で高温偏差、カナダ北部、オホーツク海で低温偏差となった（同図(f)）。

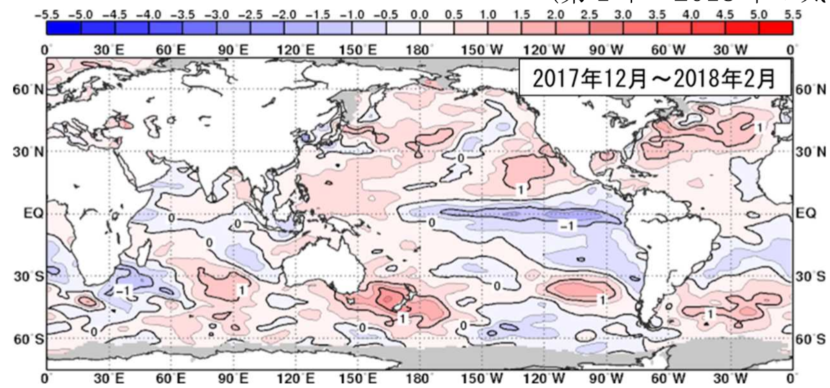
この夏は、フィリピン付近の積雲対流活動が活発だったことや、亜熱帯ジェット気流が日本付近で北に大きく蛇行し続けたことに伴い、太平洋高気圧と上層のチベット高気圧はともに日本付近への張り出しが強かった。このことが東・西日本の記録的な高温の要因となった（トピックスⅠ参照）。

（4）秋（2018 年 9～11 月）

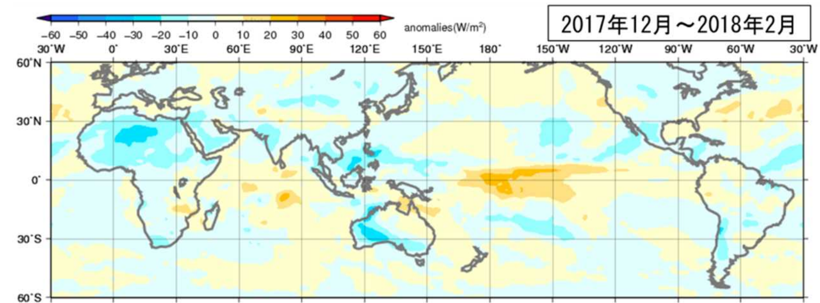
太平洋赤道域の海面水温は、ほぼ全域で正偏差となり、エルニーニョ現象の傾向が見られた。西部太平洋赤道域では顕著な正偏差だった。インド洋では、オーストラリア南西岸で顕著な負偏差が見られた。夏に引き続き、北大西洋では三極構造が見られた（図 1.3-4(a)）。熱帯の積雲対流活動は、ニューギニア島の東、太平洋中・東部の北緯 10 度帯、西アフリカ～中東で活発、インド洋東部、南シナ海～フィリピンの東海上で不活発だった（同図(b)）。熱帯の対流圏下層では、インド洋～インドネシア付近で高気圧性循環偏差、太平洋で低気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対で見られた（同図(c)）。

500hPa 高度は、アラスカ周辺とヨーロッパ北部で正偏差が明瞭となった。カナダ中部～英国の西海上、中国付近で負偏差となった（同図(d)）。海面気圧は、ヨーロッパ北部～中央アジア、アラスカ～カナダ周辺で正偏差、西シベリアで負偏差だった（同図(e)）。850hPa 気温は、アラスカ周辺及びヨーロッパ周辺で高温偏差、北米東部で低温偏差となった（同図(f)）。

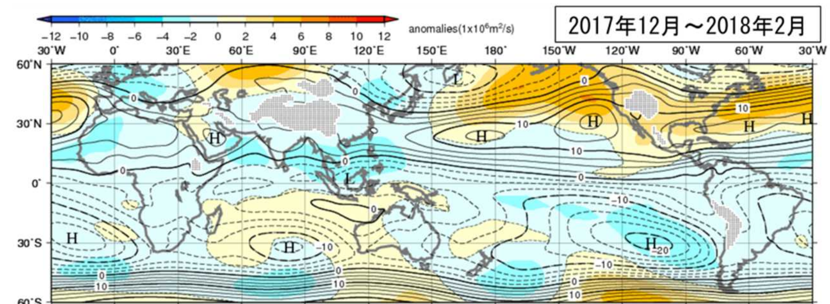
(a) 海面水温平年偏差



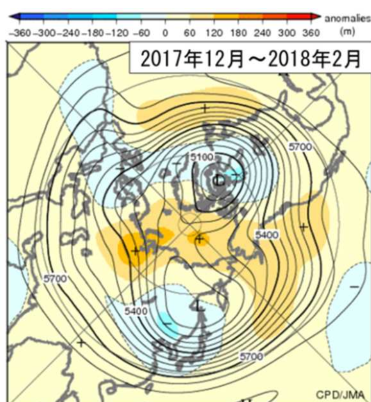
(b) 外向き長波放射量平年偏差

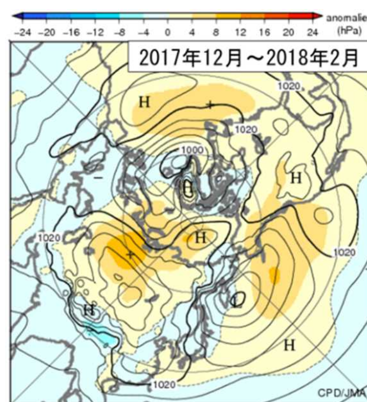


(c) 850hPa 流線関数・平年偏差



(d) 500hPa 高度・平年偏差　(e) 海面気圧・平年偏差　(f) 850hPa 気温・平年偏差





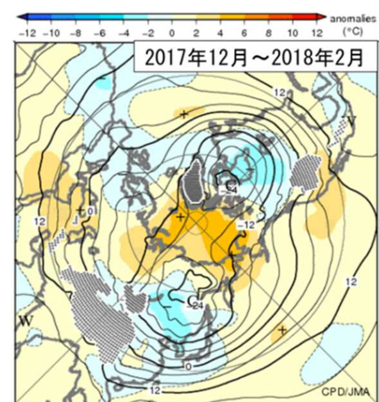


図 1.3-1　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2017 年 12 月～2018 年 2 月）

平年値は 1981～2010 年の平均値。陰影は平年偏差。

(a) 海面水温平年偏差。等値線の間隔は 0.5℃。灰色陰影は海氷域を表す。

(b) 外向き長波放射量平年偏差。単位は W/m^2。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色域）は平年より不活発と推定される。

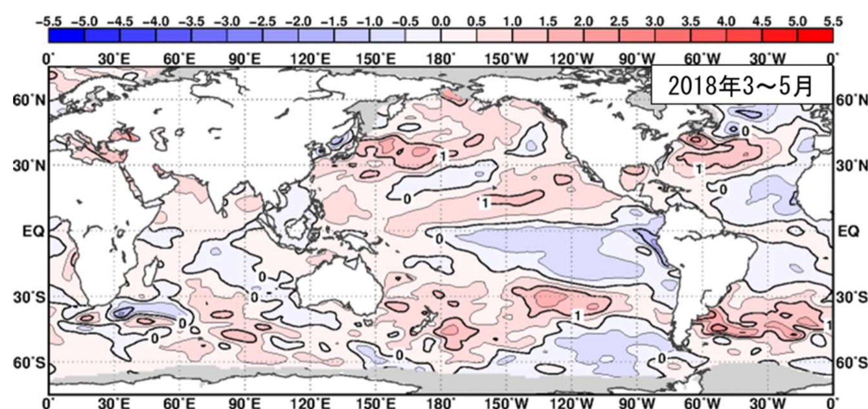
(c) 850hPa 流線関数及び平年偏差。等値線の間隔は $2.5\times10^6 m^2/s$。北（南）半球では、流線関数が正の値の場合は高（低）気圧性循環、負の値の場合は、低（高）気圧性循環を表す。

(d) 500hPa 高度及び平年偏差。等値線の間隔は 60m。等値線が高緯度側に出っ張っているところ（凸部分）は高圧部、低緯度側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が弱く、狭いところは強い。

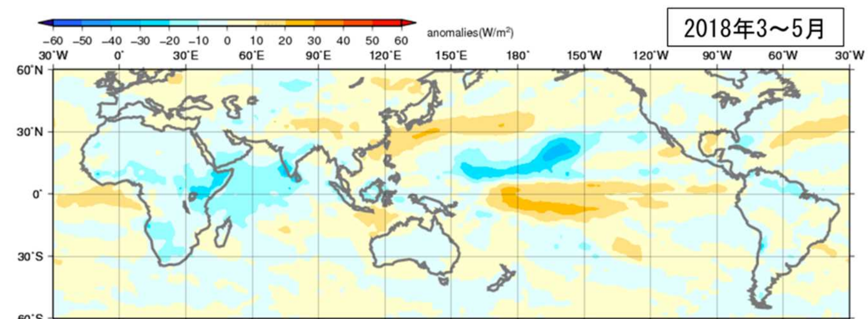
(e) 海面気圧及び平年偏差。等値線の間隔は 4hPa。

(f) 850hPa 気温及び平年偏差。等値線の間隔は 4℃。点状の陰影域は高度 1,600m 以上の領域を表す。

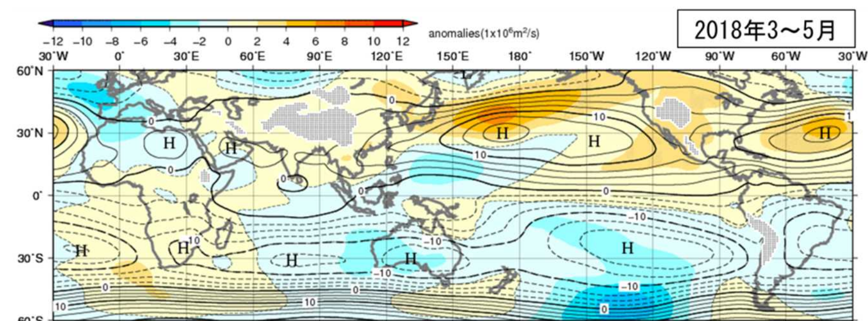
(a) 海面水温平年偏差



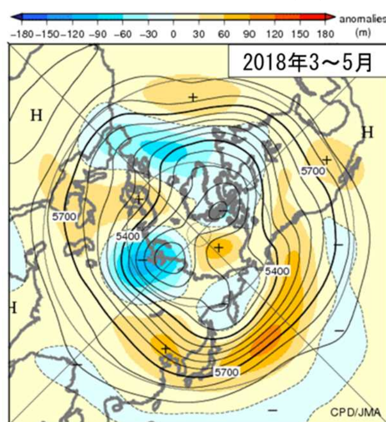
(b) 外向き長波放射量平年偏差



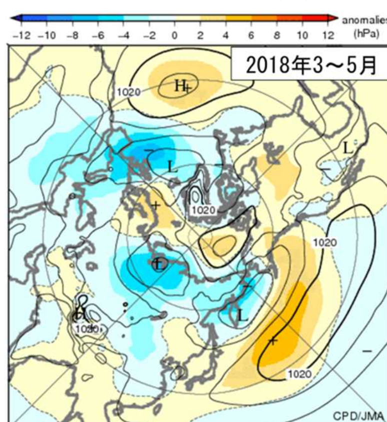
(c) 850hPa 流線関数・平年偏差



(d) 500hPa 高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa 気温・平年偏差

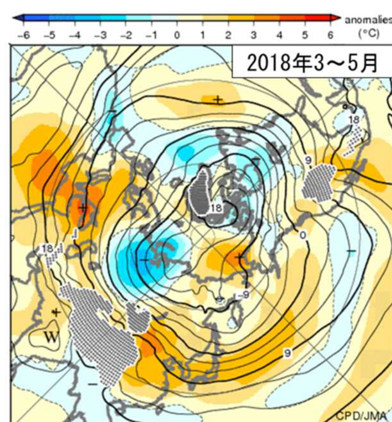
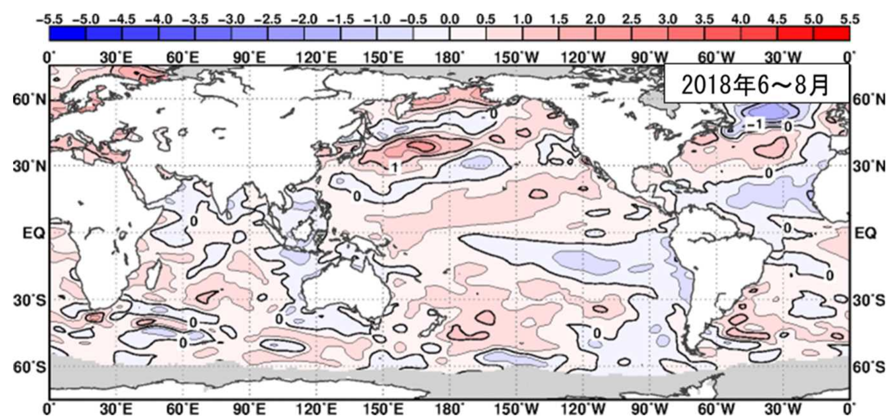
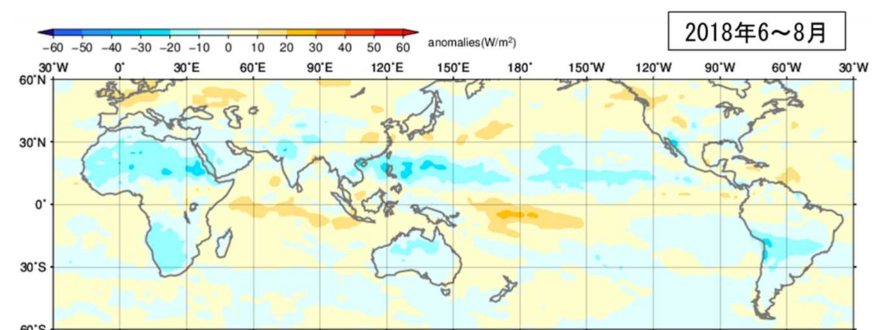


図 1.3-2　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2018 年 3～5 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3℃。

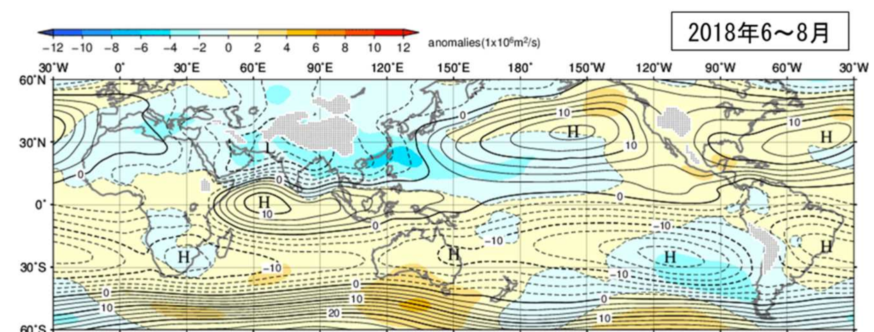
(a) 海面水温平年偏差



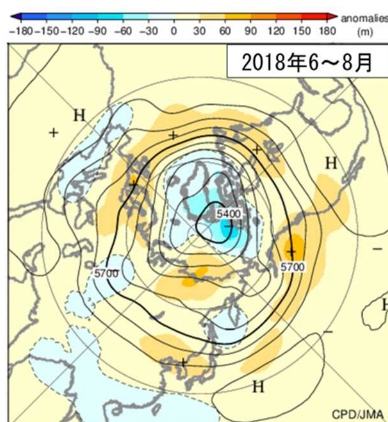
(b) 外向き長波放射量平年偏差



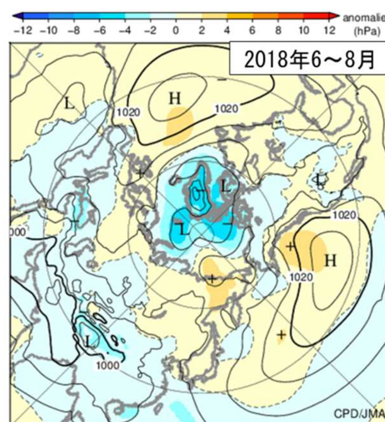
(c) 850hPa 流線関数・平年偏差



(d) 500hPa 高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa 気温・平年偏差

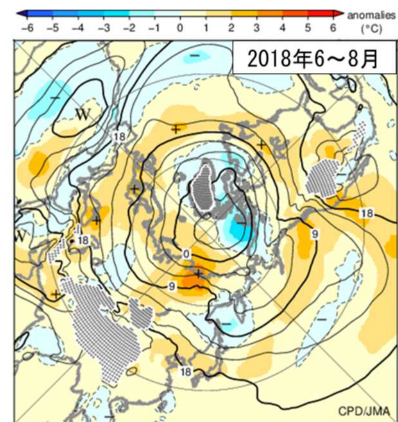
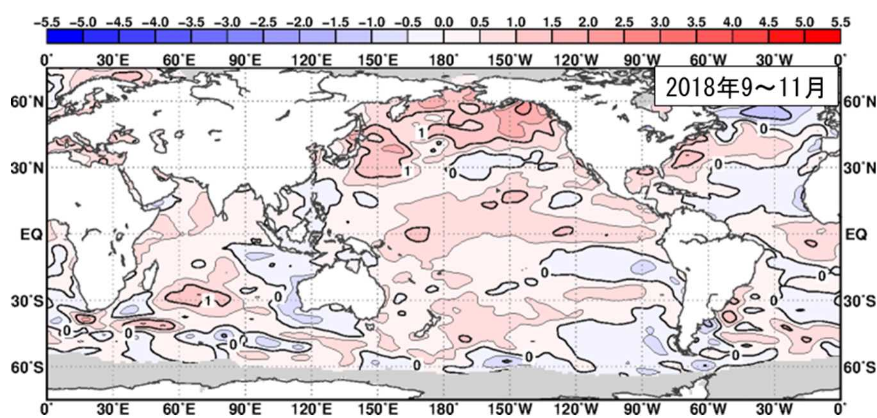
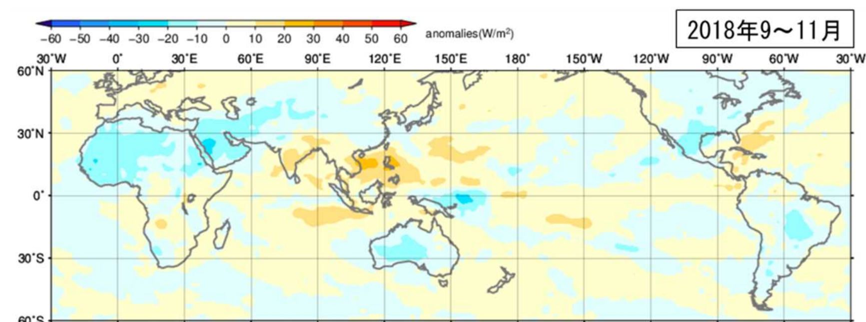


図 1.3-3　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2018 年 6～8 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。但し(f)の等値線の間隔は 3℃。

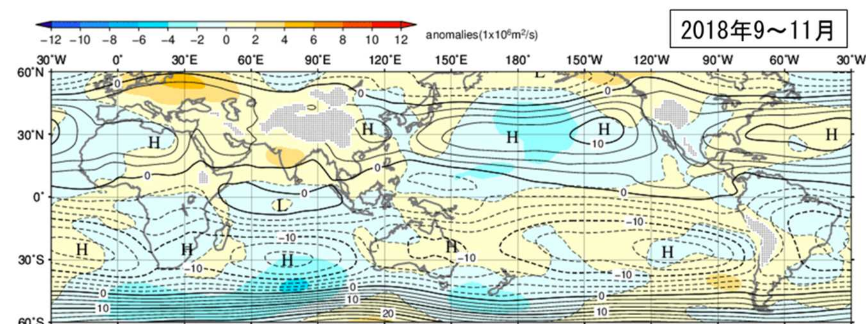
(a) 海面水温平年偏差



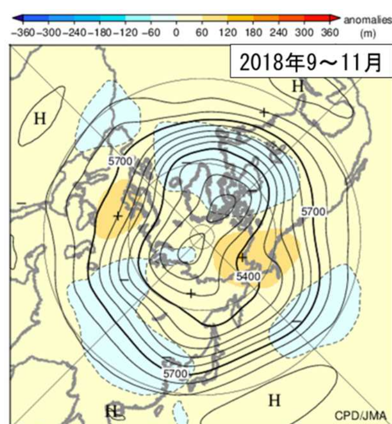
(b) 外向き長波放射量平年偏差



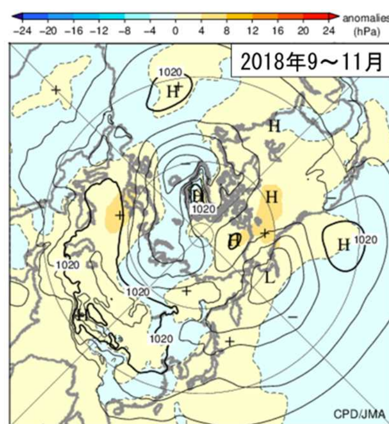
(c) 850hPa 流線関数・平年偏差



(d) 500hPa 高度・平年偏差



(e) 海面気圧・平年偏差



(f) 850hPa 気温・平年偏差

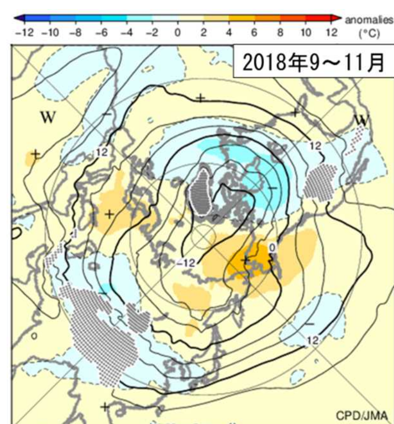


図 1.3-4　3 か月平均の海面水温、大気の循環図（2018 年 9～11 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。

1.3.2　対流圏の平均気温

対流圏の全球平均気温（図 1.3-5）は、2016 年春に高温のピークとなった後、2018 年まで低下傾向を示したが引き続き平年値より高い状態で推移した。一方、北半球の中緯度の平均気温（図略）は 2017 年から上昇傾向を示し、2018 年夏に高温のピークとなった。2018 年 7 月の帯状平均気温（図 1.3-6）では、北緯 40～70 度帯で対流圏の気温が顕著に高かった。この高温傾向は、北半球の夏を中心に世界各地で発生した異常高温（1.1 節参照）に影響したと考えられる。

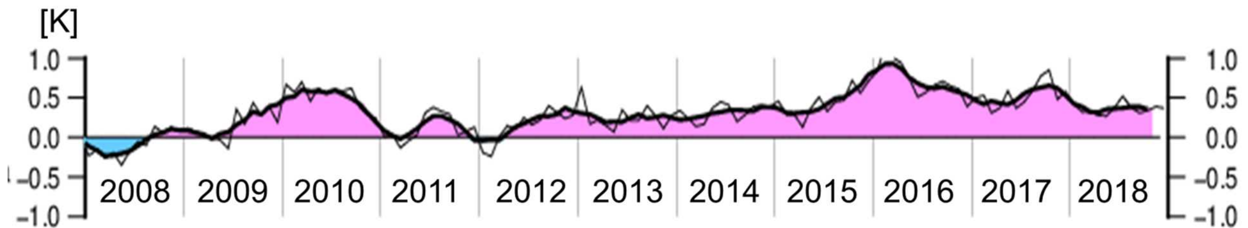


図 1.3-5　対流圏の全球帯状平均層厚換算温度平年偏差の時間変化（K）
細線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正（負）の値は平年値より高い（低い）ことを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。

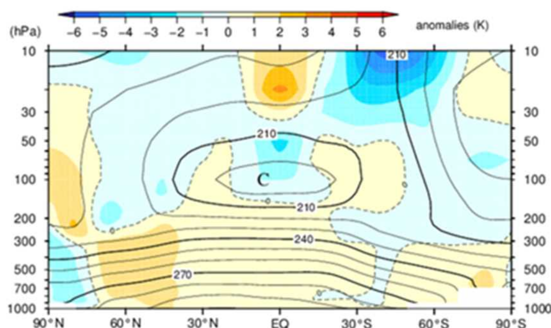
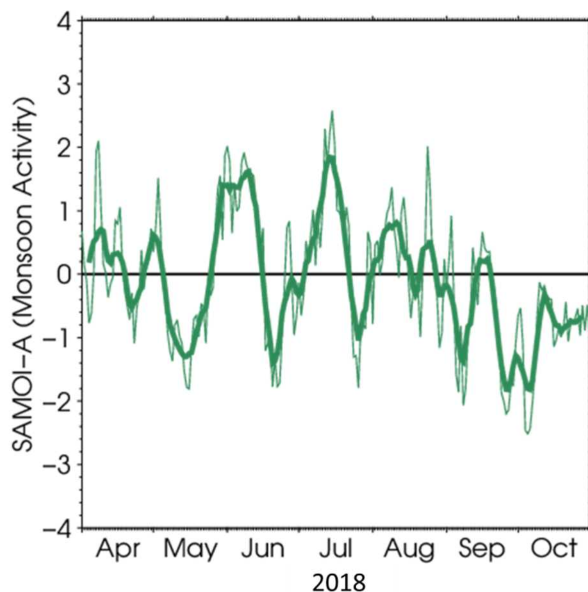


図 1.3-6　帯状平均気温の高度・緯度断面図（2018 年 7 月）
等値線は帯状平均気温で、間隔は 10K。陰影は帯状平均気温平年偏差を示し、正（負）の値はその高度・緯度において平年値より気温が高かったことを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.3.3　夏季アジアモンスーン

夏季モンスーン期（6～9 月）における熱帯域の積雲対流活動は、6～8 月にかけては概ね活発な状況が続いていた（図 1.3-7）。特に、フィリピン付近では 6 月前半や 7 月中旬～8 月に活発で、これに対応して東南アジアではモンスーントラフの深まりが見られていた。フィリピン付近の対流活動の活発化は日本の夏の記録的な高温に影響した（トピックス I 参照）ほか、モンスーントラフの深まりに伴い北太平洋熱帯域の西部では地表付近の西風が平年に比べ強くなり、台風の発生しやすい状況を形成することで北西太平洋での台風発生に寄与していた可能性がある。



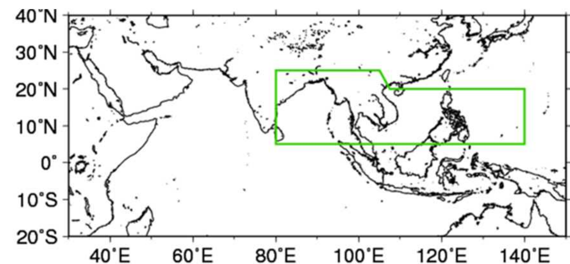


図 1.3-7　夏季アジアモンスーン OLR 指数（SAMOI（A））の時系列（（2018 年 4～10 月）
左図の細線は日別値、滑らかな太線は 7 日移動平均値。SAMOI（A）（気象庁, 1997）は、外向き長波放射量（OLR）平年偏差を上図の緑枠の領域で平均し、年々変動の標準偏差で規格化した後に符号を反転した値で、正（負）の値は夏季アジアモンスーンの対流活動が活発（不活発）であることを示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.3.4　台風[9]

2018年の台風の発生数は29個（平年値25.6個）で平年より多かった（図1.3-8、表1.3-1）。8月には9個（平年値5.9個）の台風が発生し、台風の統計を開始した1951年以降、8月の発生数としては1960年と1966年の10個に次ぐ3位タイの多さだった。また、猛烈な強さ（最大風速54m/s以上）まで発達した台風は7個で、台風の最大風速のデータがある1977年以降、1983年の6個を上回る最多記録となった。2018年の日本への台風の接近数は16個（平年値11.4個）で平年より多かった。日本に上陸した台風は、第12号、第15号、第20号、第21号、第24号の5個（平年値2.7個）で平年を上回った。

台風第12号は7月24日（日本時）にフィリピンの東海上で発生し、小笠原諸島の南海上を北東進した後西寄りに向きを変えて伊豆諸島付近を西進、29日（日本時）に三重県伊勢市付近に上陸した。上陸後西日本を西向きに横断したが、そのような経路を進んだ台風は、台風経路のデータのある1951年以降初めてだった。台風第21号は8月28日（日本時）にマーシャル諸島近海で発生し、9月4日（日本時）に徳島県南部に上陸した。非常に強い勢力で上陸した台風としては1993年の第13号以来25年振りであり、四国や近畿地方を中心に暴風や高潮等による被害をもたらした。

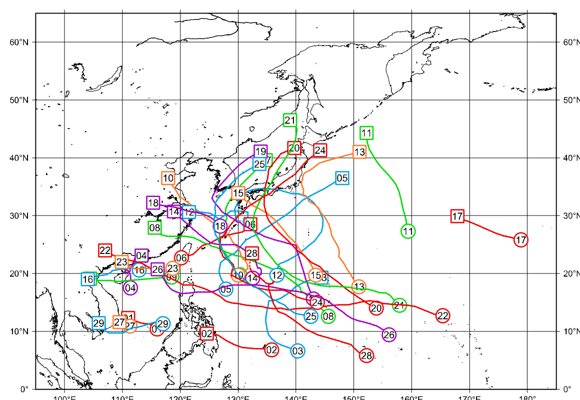


図1.3-8　2018年の台風経路図
経路の両端の○と□は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号、点線は熱帯低気圧の期間を示す。

表1.3-1　2018年の台風一覧
台風期間は協定世界時（UTC）による。最大風速は10分間平均した値である。

台風番号	呼名	台風期間	最大風速(m/s)	台風番号	呼名	台風期間	最大風速(m/s)
T1801	ボラヴェン	1/3-1/4	18	T1816	バビンカ	8/13-8/17	23
T1802	サンバ	2/11-2/13	18	T1817	ヘクター	8/13-8/15	20
T1803	ジェラワット	3/25-4/1	55	T1818	ルンビア	8/15-8/18	23
T1804	イーウィニャ	6/5-6/8	20	T1819	ソーリック	8/16-8/24	45
T1805	マリクシ	6/7-6/11	30	T1820	シマロン	8/18-8/24	45
T1806	ケーミー	6/15-6/17	23	T1821	チェービー	8/27-9/5	55
T1807	プラピルーン	6/29-7/4	35	T1822	マンクット	9/7-9/17	55
T1808	マリア	7/4-7/11	55	T1823	バリジャット	9/11-9/13	20
T1809	ソンティン	7/17-7/19	20	T1824	チャーミー	9/21-10/1	55
T1810	アンピル	7/18-7/23	25	T1825	コンレイ	9/29-10/6	60
T1811	ウーコン	7/23-7/27	25	T1826	イートゥー	10/22-11/2	60
T1812	ジョンダリ	7/24-8/3*	40	T1827	トラジー	11/17-11/18	18
T1813	サンサン	8/3-8/10	35	T1828	マンニィ	11/20-11/27*	40
T1814	ヤギ	8/8-8/13	20	T1829	ウサギ	11/22-11/26	30
T1815	リーピ	8/11-8/15	25				

*T1812ジョンダリとT1828マンニィの台風期間は、一時的に勢力が弱まり台風でなかった期間を含む。

9 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10分間の平均風速）がおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。
気象庁ホームページでは、統計を開始した1951年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

第 2 章　気候変動

2.1　気温の変動[10, 11]

○　2018 年の世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以降で 4 番目に高い値（偏差+0.31℃）になった。世界の年平均気温は、100 年あたり 0.73℃の割合で上昇している。
○　2018 年の日本の年平均気温は、1898 年の統計開始以降で 6 番目に高い値（偏差+0.68℃）になった。日本の年平均気温は、100 年あたり 1.21℃の割合で上昇している。
○　全国的に、猛暑日や熱帯夜は増加し、冬日は減少している。

2.1.1　世界の平均気温

2018 年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均、海氷部は含まない）の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差は＋0.31℃で、統計を開始した 1891 年以降では 4 番目に高い値となった。この結果、最近の 2014 年から 2018 年までの値が 5 番目までを占めることとなった。世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は 100 年あたり 0.73℃である[12]（信頼度水準 99%で統計的に有意[13]）。

北半球の年平均気温偏差は＋0.41℃、南半球の年平均気温偏差は＋0.20℃で、北半球、南半球ともに 4 番目に高い値となった（図 2.1-1）。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ 100 年あたり 0.79℃、0.69℃である（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）。

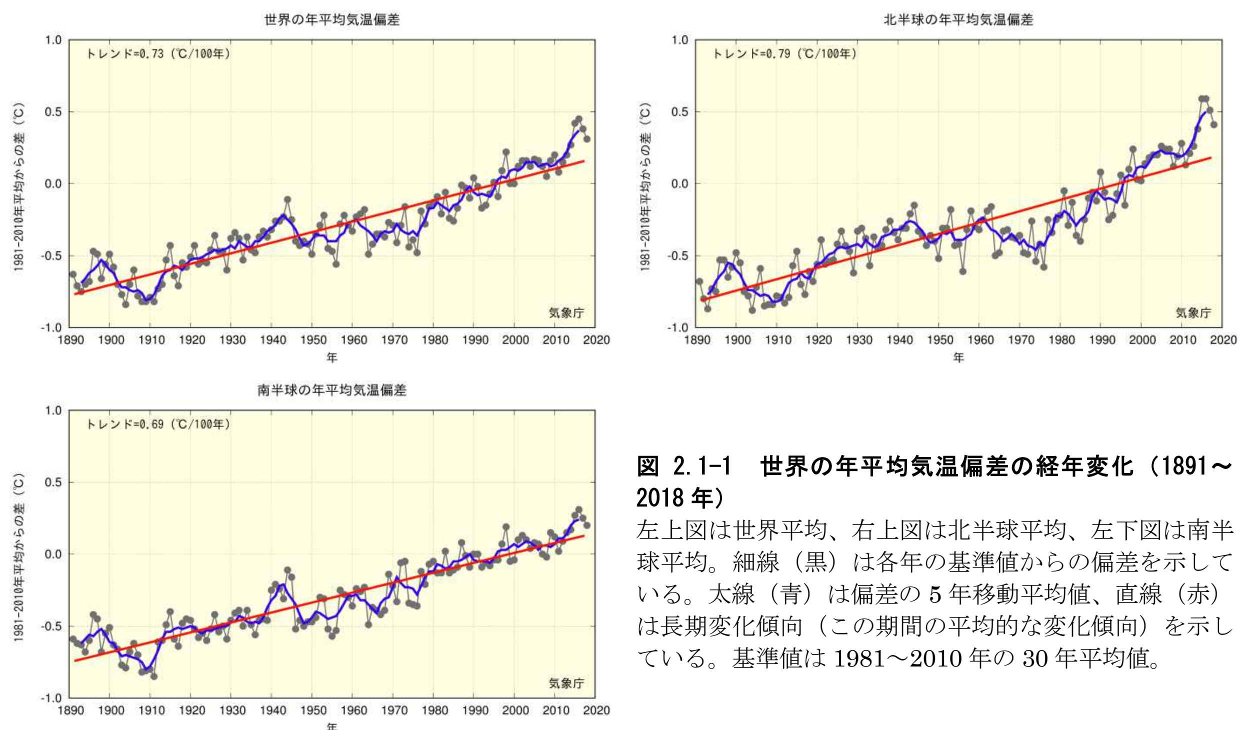


図 2.1-1　世界の年平均気温偏差の経年変化（1891～2018 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。細線（黒）は各年の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

---

10 気象庁ホームページでは、気温等に関する長期変化の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html　（世界及び日本の年別等の平均気温）
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html　（日本の猛暑日や熱帯夜等）
11 世界全体や日本全体の平均気温について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、気温の観測が世界や日本でくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。
12 IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、世界の平均気温は 1880～2012 年の期間に 0.85℃（可能性が高い範囲は 0.65～1.06℃）上昇していると評価されている。100 年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し 1990 年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。
13 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

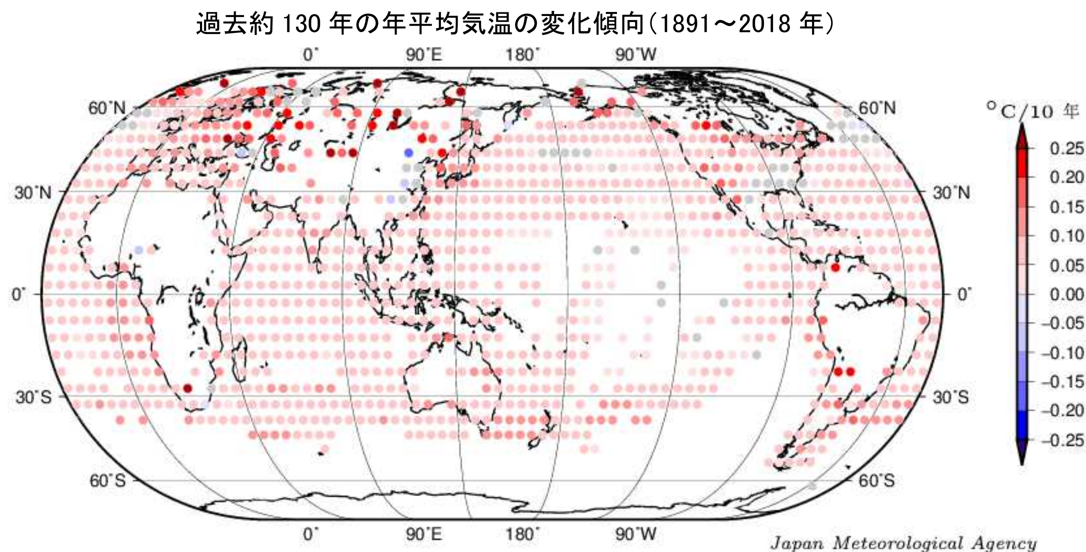


図 2.1-2　緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の長期変化傾向（1891～2018 年）
図中の丸印は、5°×5°格子で平均した 1891～2018 年の長期変化傾向（10 年あたりの変化量）を示す。灰色は長期変化傾向が見られない（信頼度水準 90 %で統計的に有意でない）格子、空白は利用可能なデータが十分でない格子を示す。

また、緯度経度 5 度の格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇しているとみられ、特に北半球高緯度域で明瞭である（図 2.1-2）。

これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の自然変動が重なって現れているものと考えられる。

2.1.2　日本の平均気温

日本の気温の変化傾向を見るため、都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 15 観測地点（表 2.1-1）について、1898～2018 年の年平均気温の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2018 年の日本の年平均気温の偏差は＋0.68℃で、統計を開始した 1898 年以降で 6 番目に高い値となった（図 2.1-3）。日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は 100 年あたり 1.21℃である（信頼度水準 99%で統計的に有意）。季節別には、それぞれ 100 年あたり冬は 1.10℃、春は 1.45℃、夏は 1.11℃、秋は 1.20℃の割合で上昇している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）。

1940 年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960 年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降 1980 年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980 年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990 年代以降に集中している。

近年、日本で高温となる年が頻出している要因として、世界の他の地域と同様に、二酸化炭素などの温室効果ガス増加による地球温暖化及び数年～数十年程度で繰り返される自然変動が考えられる。

表 2.1-1　日本の年平均気温偏差の計算対象地点
都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は 2000 年 5 月に、飯田は 2002 年 5 月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

要　素	観測地点
地上気温 （15 観測地点）	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島

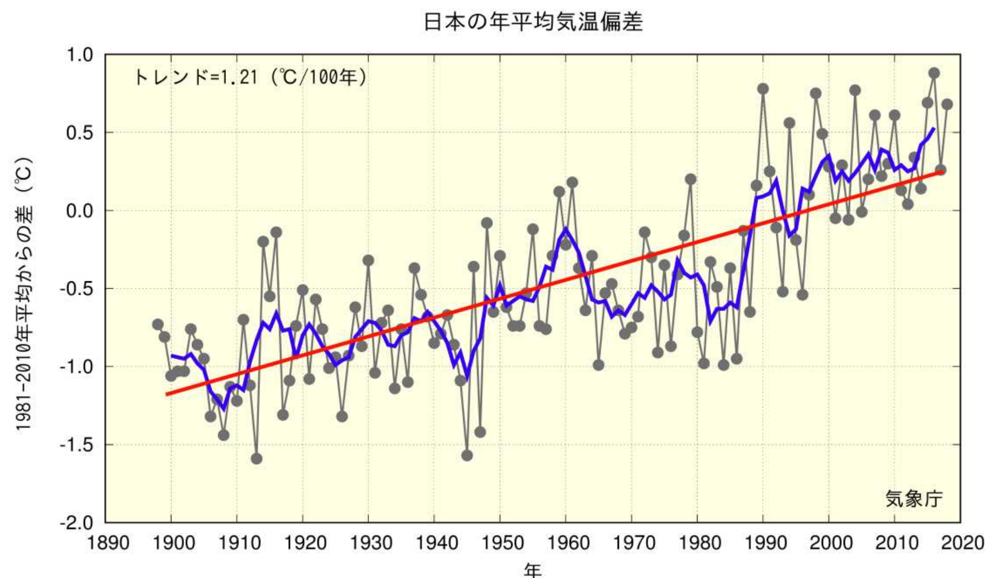


図 2.1-3　日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2018 年）
細線（黒）は、国内 15 観測地点（表 2.1-1 参照）での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

2.1.3　日本における極端な気温

表 2.1-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による影響を除去するための補正を行ったうえで利用しているが、日最高気温、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数については移転による影響を除去することが困難であるため、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

（1）　月平均気温における異常値[14]の出現数

統計期間 1901～2018 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-4）。異常高温の出現数は、1990 年頃を境に大きく増加している。

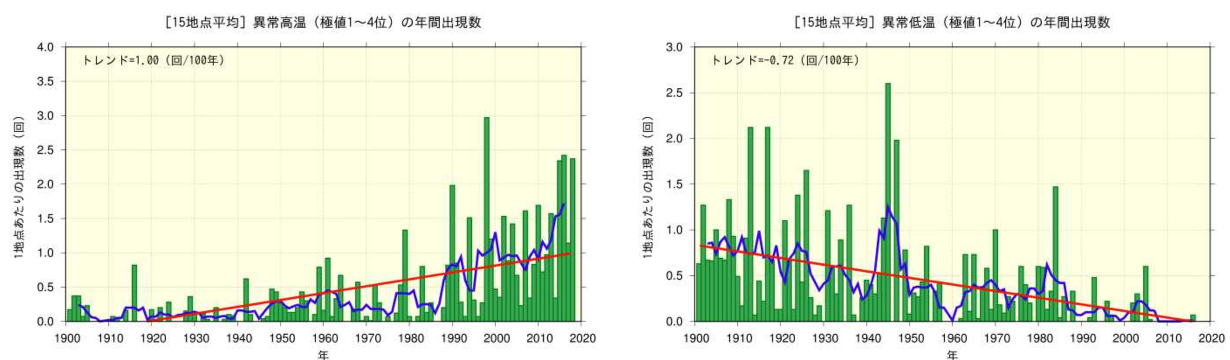


図 2.1-4　月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2018 年）
月平均気温に基づく異常高温と異常低温の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

14　ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2018 年の 118 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、118 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

（2） 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数

統計期間 1910～2018 年における日最高気温が 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の日数はともに増加している（それぞれ信頼度水準 99％で統計的に有意）（図 2.1-5）。特に、猛暑日の日数は、1990 年代半ば頃を境に大きく増加している。

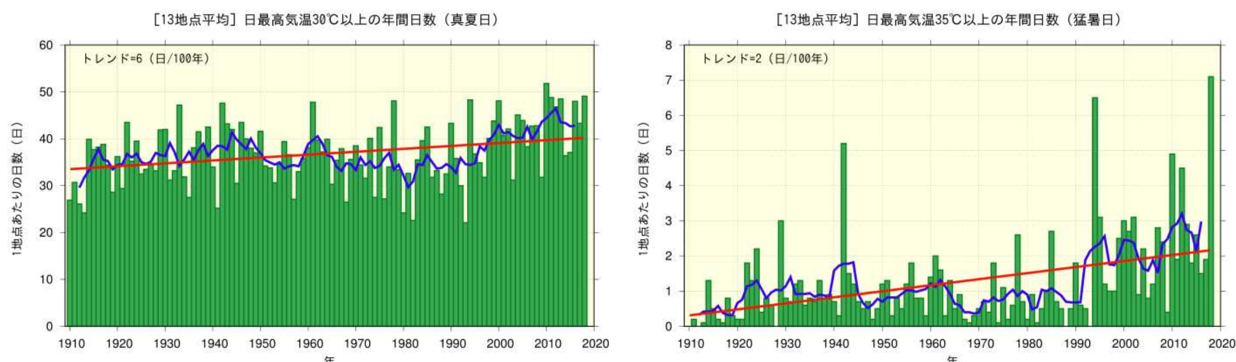


図 2.1-5 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化（1910～2018 年）

棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

（3） 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜[15]）の年間日数

統計期間 1910～2018 年における日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃以上（熱帯夜）の日数は増加している（いずれも信頼度水準 99％で統計的に有意）（図 2.1-6）。

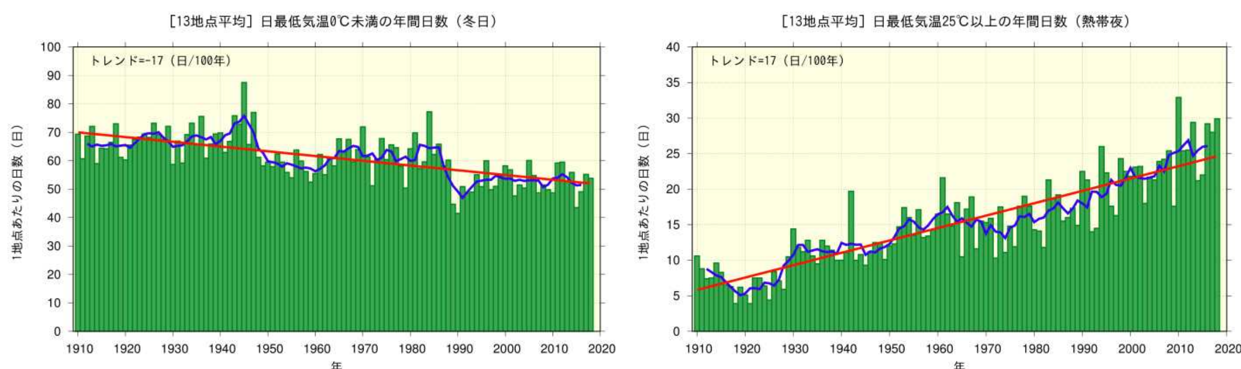


図 2.1-6 日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化（1910～2018 年）

図の見方は図 2.1-5 と同様。

[15] 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

2.1.4　日本の大都市のヒートアイランド現象[16]

長期間にわたって均質なデータを確保できる日本の大都市（札幌、仙台、新潟、東京、横浜、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島）の観測地点と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点（表 2.1-1）を対象に、1927～2018 年における気温の変化率を比較すると、大都市の上昇量の方が大きく、地点によって差があるものの、例えば年平均気温では 15 地点平均の値を 0.4～1.7℃程度上回っている。（表 2.1-2、図 2.1-7）。

表 2.1-2　大都市における気温の変化率

1927～2018[17]年の観測値から算出した、大都市における変化率（100 年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点（表 2.1-1 参照）の平均変化率を示す。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。※を付した 5 地点と 15 観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率（℃/100 年）														
	平均気温					日最高気温					日最低気温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.6	3.3	2.8	1.7	2.4	0.9	1.5	1.5	*0.5*	*0.4*	4.4	5.6	4.6	3.2	4.1
仙台	2.4	2.9	2.8	1.4	2.4	1.2	1.6	1.7	0.9	0.9	3.1	3.6	3.8	2.0	3.2
新潟※	2.0	2.2	2.6	1.4	1.8	1.9	2.6	2.7	0.8	1.6	2.2	2.3	2.7	1.8	1.8
東京※	3.2	4.2	3.3	2.1	3.3	1.8	2.0	2.1	1.4	1.7	4.4	5.8	4.6	2.9	4.3
横浜	2.8	3.4	3.1	1.8	2.8	2.5	2.7	2.9	1.8	2.4	3.4	4.5	3.7	2.2	3.4
名古屋	2.8	2.9	3.1	2.2	3.0	1.3	1.5	1.7	1.0	1.2	3.8	3.7	4.4	3.2	4.2
京都	2.7	2.5	3.0	2.3	2.7	1.1	0.8	1.7	1.1	0.8	3.7	3.6	4.1	3.2	3.9
大阪※	2.6	2.5	2.7	2.1	2.9	2.1	2.1	2.4	2.0	2.0	3.5	3.1	3.5	3.2	4.0
広島※	1.9	1.5	2.3	1.6	2.4	0.9	*0.6*	1.6	1.2	*0.4*	3.1	2.7	3.3	2.6	3.8
福岡	3.0	2.8	3.4	2.2	3.7	1.7	1.6	2.1	1.4	1.6	4.9	4.2	5.8	3.7	6.0
鹿児島※	2.5	2.4	2.8	2.0	2.8	1.2	1.1	1.6	1.1	1.3	3.9	3.5	4.4	3.3	4.6
15 地点※	1.5	1.5	1.9	1.1	1.4	1.1	1.1	1.6	0.8	0.8	1.8	1.8	2.1	1.6	1.8

16 ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる（heat island = 熱の島）。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を、「ヒートアイランド監視報告」として毎年公表している。https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html

17 1.1.2 では統計期間が 1898～2018 年となっているが、ここでは大都市の統計期間に合わせて 1927～2018 年としている。

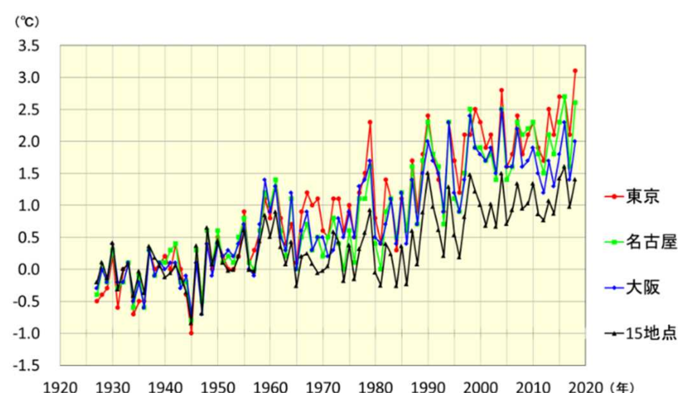


図 2.1-7　東京、名古屋、大阪と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点平均の年平均気温偏差の経年変化（1927～2018 年）
年平均気温偏差は、1927～1956 年平均値からの差を表す（1927～1956 年における東京、名古屋、大阪の各平均値と 15 観測地点平均の平均値はそれぞれ 0 で一致する）。

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、おおよその見積もりとして、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差は、都市化による影響とみられる（ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない）。

これら都市において平均気温の上昇率を季節別に見ると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、新潟、東京、横浜、名古屋といった北日本や東日本の都市では冬や春に、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いも見られる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向が見られる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が顕著であり、また、熱帯夜や真夏日、猛暑日の年間日数は札幌を除いて増加しているとみられる（表 2.1-3）。

表 2.1-3　大都市における階級別日数の変化率
1927～2018 年の観測値から算出した、大都市における変化率（10 年あたり）及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 13 観測地点（表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた 13 観測地点の平均）の平均変化率を示す。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日 （日/10 年）	熱帯夜 （日/10 年）	真夏日 （日/10 年）	猛暑日 （日/10 年）
札幌	－4.4	*0.0*	*0.1*	*0.0*
仙台	－5.6	0.3	0.9	0.1
横浜	－6.0	3.0	2.2	0.2
名古屋	－6.7	3.7	1.2	1.0
京都	－7.1	3.6	1.3	1.3
福岡	－4.9	4.7	1.1	1.1
13 地点	－2.0	1.7	0.6	0.2

2.2　降水量の変動[18,19]

○　2018 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は＋39 mm だった。
○　2018 年の日本の年降水量偏差は＋204.1mm だった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られない。
○　全国的に、大雨や短時間強雨の発生頻度は増加しており、一方、降水の日数は減少している。
○　北日本、東日本、西日本の日本海側で、積雪量は減少傾向が見られる。

2.2.1　世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2018 年の世界の陸域の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差は＋39 mm であった（図 2.2-1）。世界の陸域の年降水量は 1901 年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930 年頃、1950 年代、2000 年代半ば以降に降水量の多い時期が現れている。

なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約 7 割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、変化傾向は求めていない。

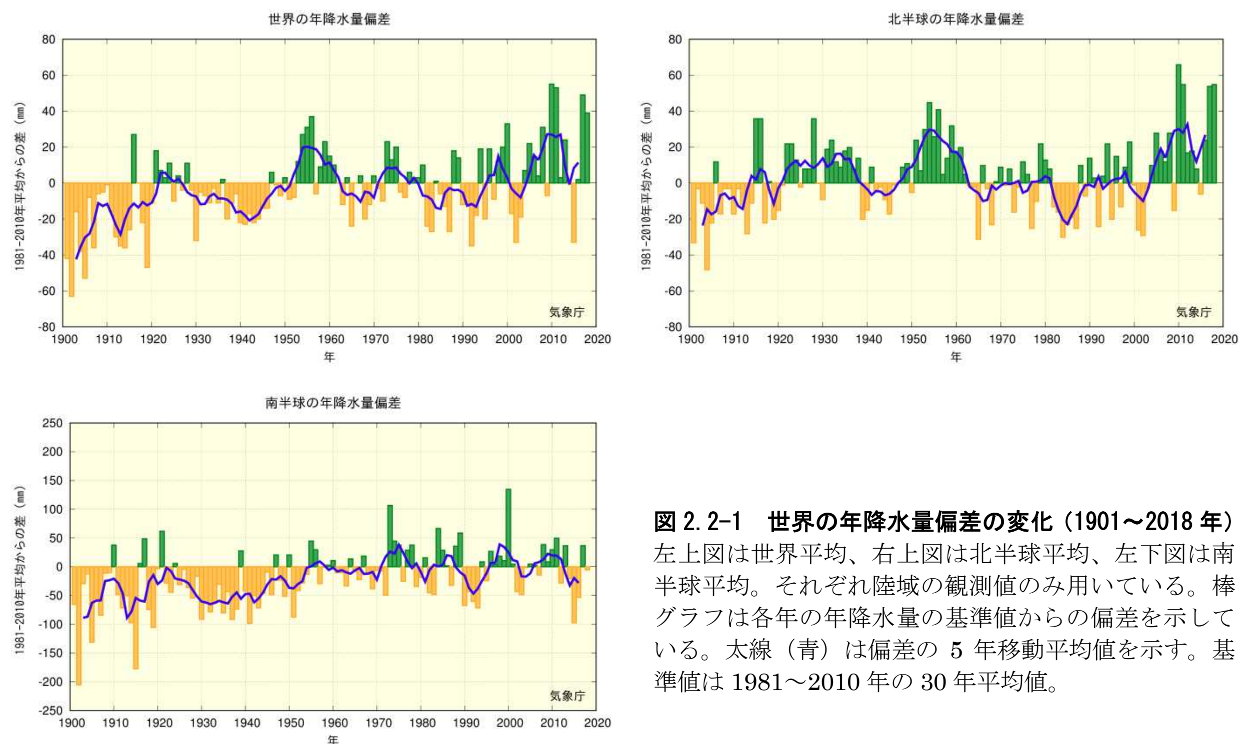


図 2.2-1　世界の年降水量偏差の変化（1901～2018 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

18 気象庁ホームページでは、降水量等に関する長期変化の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html　（世界及び日本の年降水量）
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html　（日本の大雨の発生回数や降水日数等）
19 世界全体や日本全体の降水量について、実際の値の算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。その理由は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動の監視には実際の値が必須ではなく、偏差を用いて実施できるためである。

2.2.2　日本の降水量

日本の降水量の変化傾向を見るため、気象庁の 51 観測地点（表 2.2-1）について、1898～2018 年の年降水量の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）からの偏差を用いて解析した。

2018 年の日本の年降水量の偏差は＋204.1mm であった。日本の年降水量には長期変化傾向は見られないが、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代に多雨期がみられ、1970 年代から 2000 年代までは年ごとの変動が比較的大きかった（図 2.2-2）。

表 2.2-1　日本の年降水量偏差の計算対象地点

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している 51 観測地点を選出している。なお、大都市の多くで降水量や大雨の有意な長期変化傾向は見られておらず、都市化の影響は確認できていない。

要　素	観測地点
降水量 （51 観測地点）	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

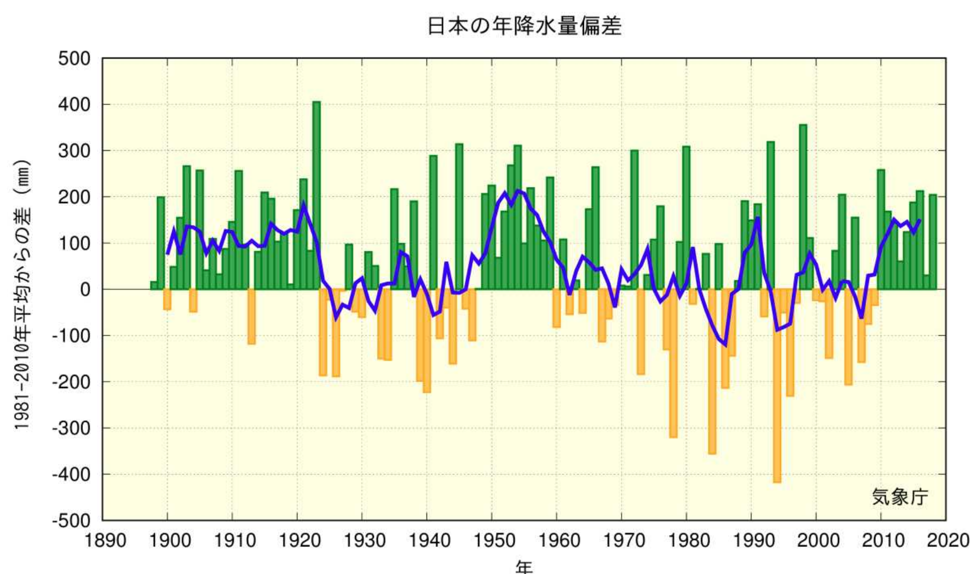


図 2.2-2　日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2018 年）

棒グラフは国内 51 観測地点（表 2.2-1 参照）での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

2.2.3　日本における大雨等の発生頻度

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

(1)　月降水量の異常値[20]の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2018 年の 118 年間で増加している（信頼度水準 99％で統計的に有意）（図 2.2-3 左図）。一方、異常多雨については同期間で変化傾向は見られない（図 2.2-3 右図）。

[20] ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2018 年の 118 年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から 1～4 位の値が出現する割合は、118 年間に 4 回、つまり約 30 年に 1 回となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

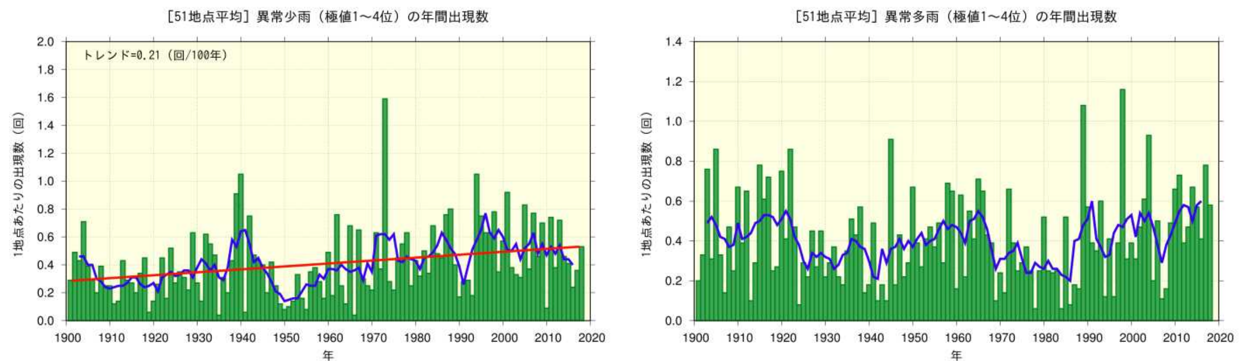


図 2.2-3　月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1～4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化（1901～2018 年）
月降水量に基づく異常少雨と異常多雨の年間出現数。棒グラフ（緑）は各年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの出現数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

（2）　日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の日数は、1901～2018 年の 118 年間でともに増加している（それぞれ信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-4）。一方、日降水量 1.0 mm 以上の日数は減少し（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-5）、大雨の頻度が増える反面、弱い降水も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。

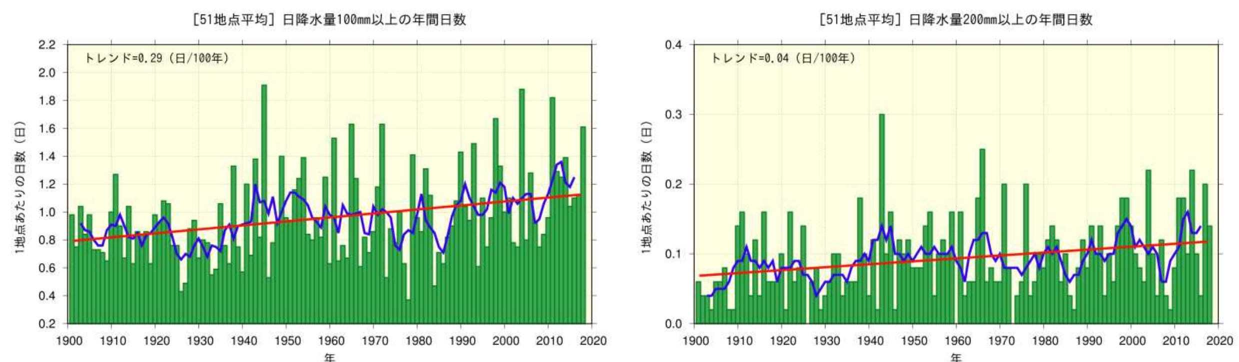


図 2.2-4　日降水量 100 mm 以上（左図）及び 200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1901～2018 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点あたりの年間日数）を示す。太線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

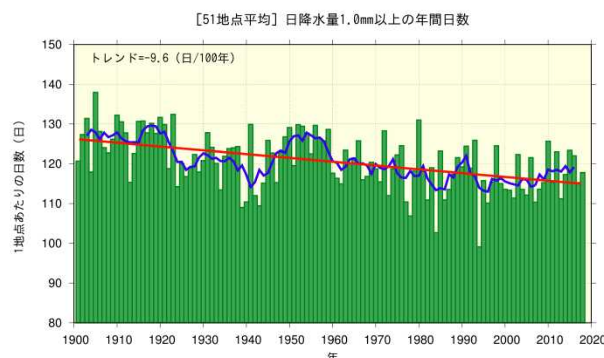


図 2.2-5　日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2018 年）
図の見方は図 2.2-4 と同様。

2.2.4　アメダスで見た大雨発生頻度

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めており、1976 年からの約 40 年間のデータが利用可能となっている[21]。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの約 40 年間は短いが、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的よく捉えることが可能である。

1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 以上及び 80mm 以上の短時間強雨の年間発生回数はともに増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-6）。50mm 以上の場合、統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）平均では 1,300 地点あたり約 226 回だったが、最近の 10 年間（2009～2018 年）平均では約 311 回と約 1.4 倍に増加している。

日降水量 200 mm 以上の大雨の年間日数は増加しているとみられ（信頼度水準 90%で統計的に有意）、また、日降水量 400 mm 以上の大雨の年間日数には増加傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）（図 2.2-7）。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年々変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

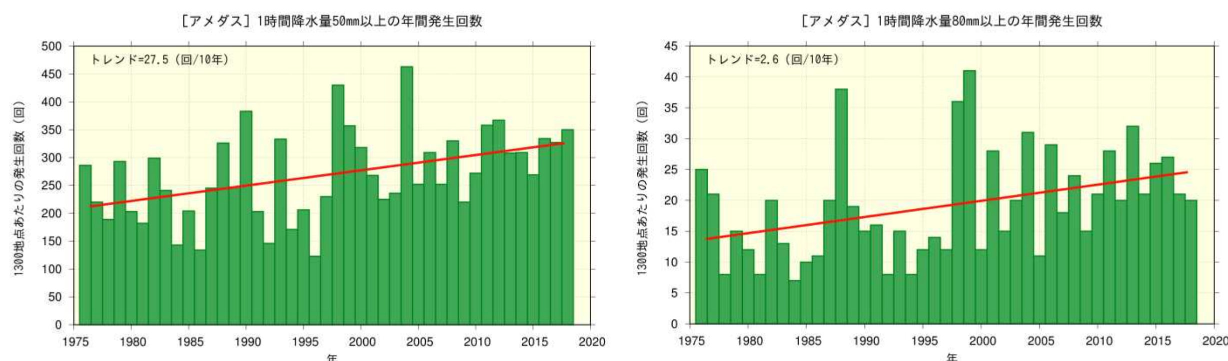


図 2.2-6　1 時間降水量 50 mm 以上（左図）及び 80 mm 以上（右図）の年間発生回数の経年変化（1976～2018 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

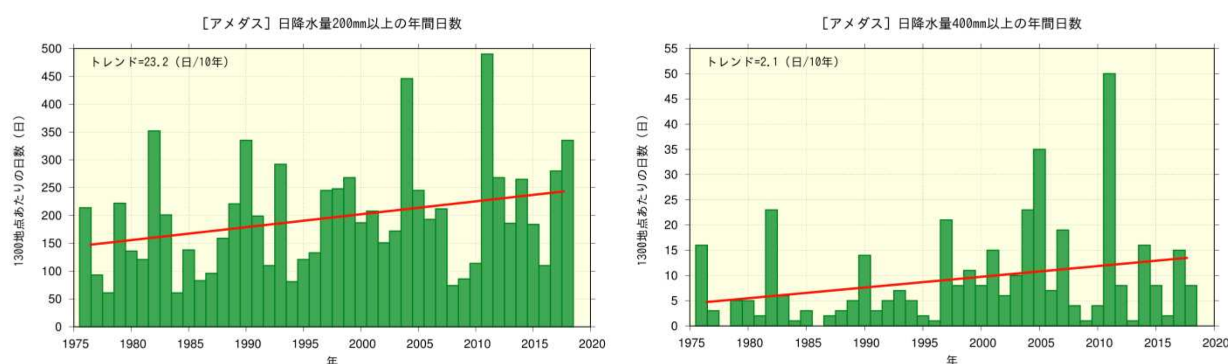


図 2.2-7　日降水量 200 mm 以上（左図）及び 400 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化（1976～2018 年）
棒グラフ（緑）は各年の年間日数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点あたりに換算した値）、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

[21] この解析に用いたアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2018 年では約 1,300 地点となっている。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

2.2.5　日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向を見るため、気象庁の日本海側の観測地点（表 2.2-2）について、1962～2018 年[22]の年最深積雪の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比（%）[23]を用いて解析した。

2018 年の年最深積雪の基準値に対する比は、北日本日本海側で 115%、東日本日本海側で 164%、西日本日本海側で 154%であった。年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少傾向が見られ、10 年あたりの減少率は北日本日本海側で 2.9%（信頼度水準 90%で統計的に有意）、東日本日本海側で 10.6%（信頼度水準 95%で統計的に有意）、西日本日本海側で 12.3%（信頼度水準 95%で統計的に有意）である（図 2.2-8）。また、全ての地域において、1980 年代はじめの極大期から 1990 年代はじめにかけて大きく減少しており、それ以降は東日本日本海側と西日本日本海側で 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では 1980 年代半ばまでは基準値に対する比が 200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

ただし、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

表 2.2-2　日本の年最深積雪基準比の計算対象地点

地域	観測地点
北日本日本海側	稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本日本海側	輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本日本海側	西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

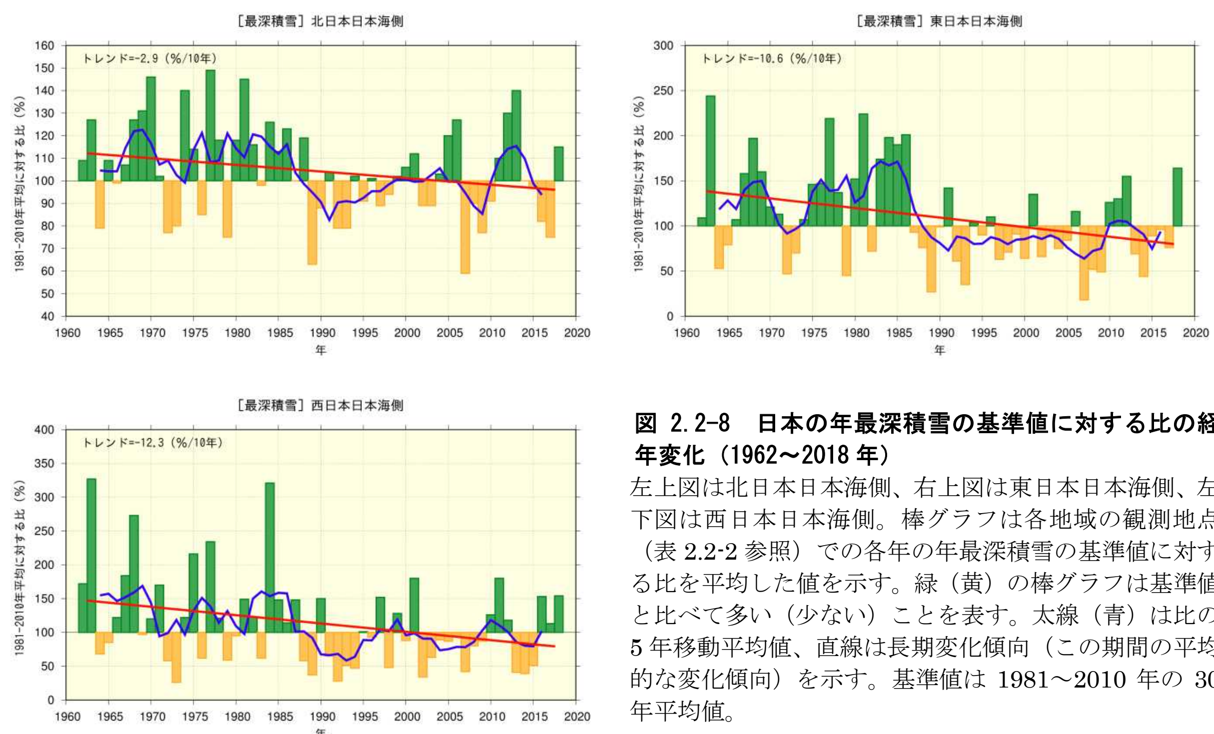


図 2.2-8　日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2018 年）
左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは各地域の観測地点（表 2.2-2 参照）での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均した値を示す。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。太線（青）は比の 5 年移動平均値、直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

---

[22] 第 2.2.5 項では、年は寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）である。例えば、2018 年は 2017 年 8 月～2018 年 7 月の期間を意味する。

[23] 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比（平均に対する割合）を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

2.3　日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動[24]

○　さくらの開花日は早くなっている。
○　かえでの紅葉日は遅くなっている。

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅（黄）葉などの生物季節観測を実施している。

さくらの開花とかえでの紅（黄）葉[25]の観測対象地点（2019 年 1 月 1 日現在）を表 2.3-1 に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図 2.3-1 に示す。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と 1990 年までの 30 年平均値との比較を表 2.3-2 に示す。

この経年変化によると、1953 年以降、さくらの開花日は、10 年あたり 1.0 日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅（黄）葉日は、10 年あたり 2.8 日の変化率で遅くなっている（いずれの変化も信頼度水準 99%で統計的に有意)。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅（黄）葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

表 2.3-1　さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2019 年 1 月 1 日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 （58 観測地点）	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅(黄)葉 （51 観測地点）	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

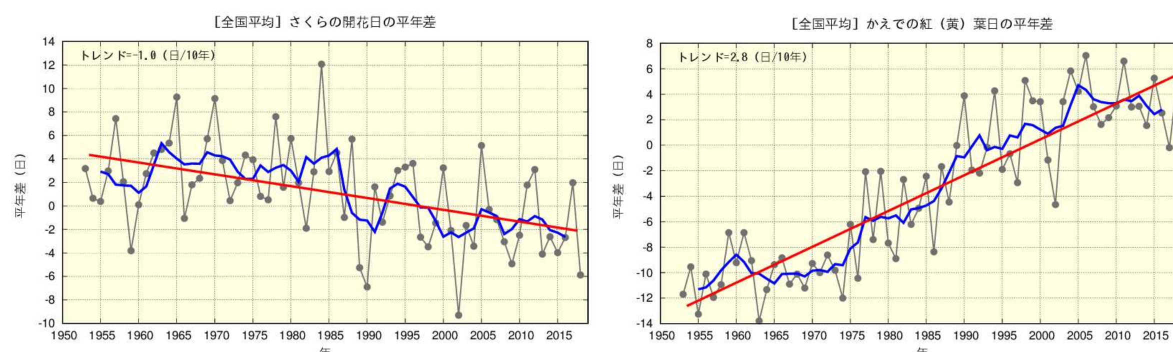


図 2.3-1　さくらの開花日の経年変化（1953～2018 年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）
黒の実線は平年差（観測地点（表 2.3-1 参照）で現象を観測した日の平年値（1981～2010 年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の 5 年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

---

24 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/sakura/data/
25 さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅（黄）葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ（以上紅葉）、いたやかえで（黄葉)」を対象に観測を行っている。

表 2.3-2　主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961 年～1990 年の平均値と平年値（1981～2010 年）とを比較し、平年値から 1990 年までの平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値（1961-1990年）	平年値（1981-2010年）	差		30年平均値（1961-1990年）	平年値（1981-2010年）	差
釧　路	5月19日	5月17日	2日早い	大　阪	4月1日	3月28日	4日早い
札　幌	5月5日	5月3日	2日早い	広　島	3月31日	3月27日	4日早い
青　森	4月27日	4月24日	3日早い	高　松	3月31日	3月28日	3日早い
仙　台	4月14日	4月11日	3日早い	福　岡	3月28日	3月23日	5日早い
新　潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東　京	3月29日	3月26日	3日早い	那　覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4　台風の変動[26]

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

○　2018 年の台風の発生数は 29 個で、平年より多かった。

○　台風の発生数に長期変化傾向は見られない。

2018 年の台風の発生数は 29 個（平年値 25.6 個）で、平年より多かった。1990 年代後半以降はそれ以前に比べて発生数が少ない年が多くなっている（図 2.4-1）ものの、1951～2018 年の統計期間では長期変化傾向は見られない。2018 年の日本への台風の接近数[27]は 16 個（平年値 11.4 個）、上陸数[28]は 5 個（平年値 2.7 個）で、ともに平年より多かった。接近数は発生数とほぼ同様の変動を示しており、長期変化傾向は見られなかった。上陸数は、年あたり 2、3 個程度とサンプル数が少ないため、長期的な変動傾向を述べるのは難しい（図 2.4-2）。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、台風の中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について示す。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977～2018 年の統計期間では変化傾向は見られない（図 2.4-3）。

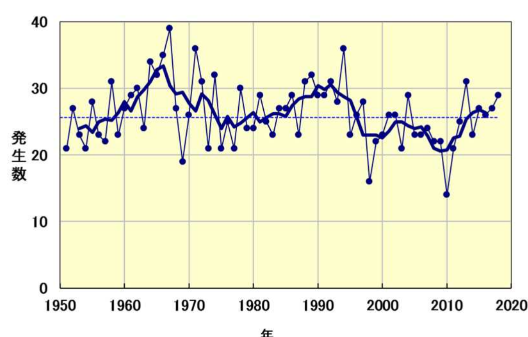


図 2.4-1　台風の発生数の経年変化
細い実線は年々の値を、太い実線は 5 年移動平均を、破線は平年値を示す。

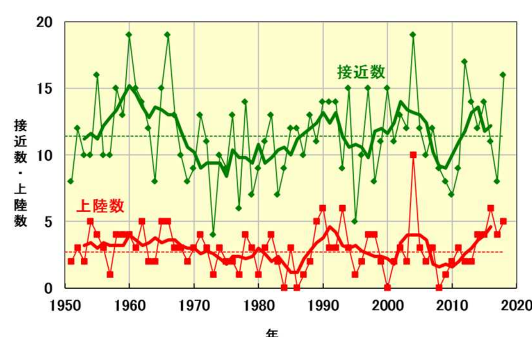


図 2.4-2　日本への台風の接近数と上陸数の経年変化
細い実線は、日本への台風接近数（緑）と上陸数（赤）の年々の値。太い実線はそれぞれの 5 年移動平均。破線は平年値を示す。

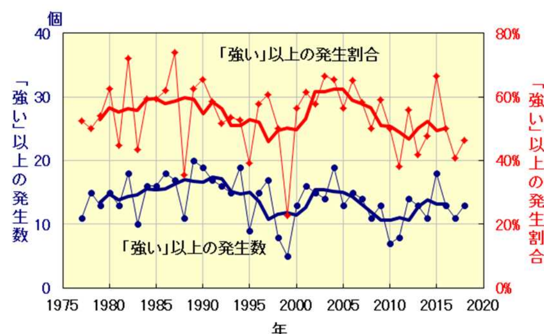


図 2.4-3　「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化
細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青）と全台風に対する割合（赤）の経年変化。太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。

---

26 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋または南シナ海に存在し、低気圧内の最大風速（10 分間の平均風速）がおよそ 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33m/s 以上 44m/s 未満）、「非常に強い」（44m/s 以上 54m/s 未満）、「猛烈な」（54m/s 以上）と区分している。
気象庁ホームページでは、統計を開始した 1951 年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html

27 「接近」は台風の中心が国内のいずれかの気象官署等から 300km 以内に入った場合を指す。

28 「上陸」は台風の中心が北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を指す。

2.5　海面水温の変動[29]

- 2018 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.22℃で、1891 年以降では 2016 年、2015 年、2017 年に次いで 4 番目に高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.54℃である。
- 日本近海における、2018 年までのおよそ 100 年間にわたる海域平均海面水温（年平均）は上昇しており、上昇率は 100 年あたり+1.12℃である。

2.5.1　世界の海面水温

2018 年の世界全体の年平均海面水温平年差（1981～2010 年の平均値からの差）は+0.22℃で、1891 年以降では 2016 年、2015 年、2017 年に次いで 4 番目に高い値となった。この結果、最近の 2014 年から 2018 年までの値が 5 番目までを占めることとなった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年あたり+0.54℃である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2018 年）（図 2.5-1）。また、海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が現れている（図 2.5-2）。

世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温（第 2.1 節参照）と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受けて変動している。

数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では 1970 年代半ばから 2000 年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010 年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移し、その後再び上昇傾向を示した（図 2.5-1 青線）。これは地球温暖化に伴う百年規模の変化に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動（PDO）については第 2.6.2 項で解説する。

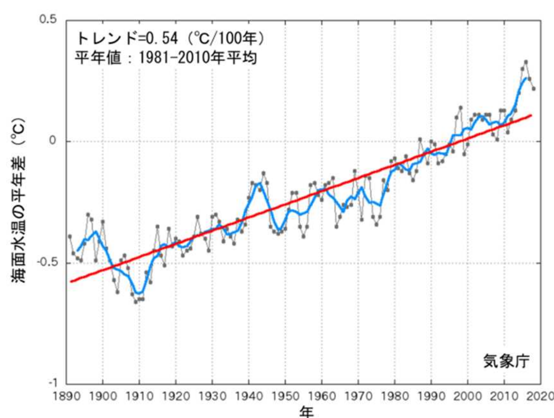


図 2.5-1　世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2018 年）
各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

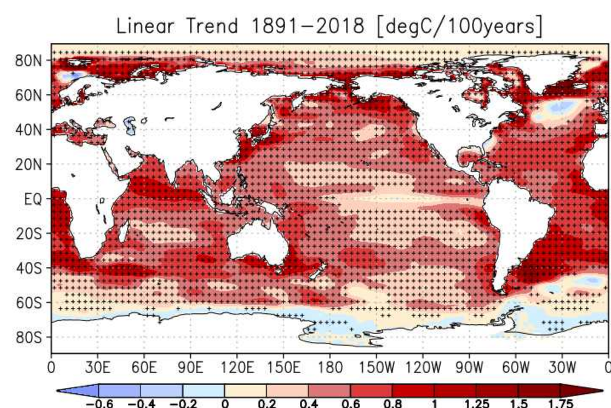


図 2.5-2　年平均海面水温の長期変化傾向（℃/100 年）
1891～2018 年の期間から算出した変化傾向を示す。＋記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

---

[29] 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html　（世界）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html　（日本近海）

2.5.2 日本近海の海面水温

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST)（Ishii et al.,2005）を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

図2.5-3に、日本近海（海域別）の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2018年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温（年平均）の上昇率は、+1.12℃/100年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率（+0.52℃/100年）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.21℃/100年）と同程度の値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東および先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。

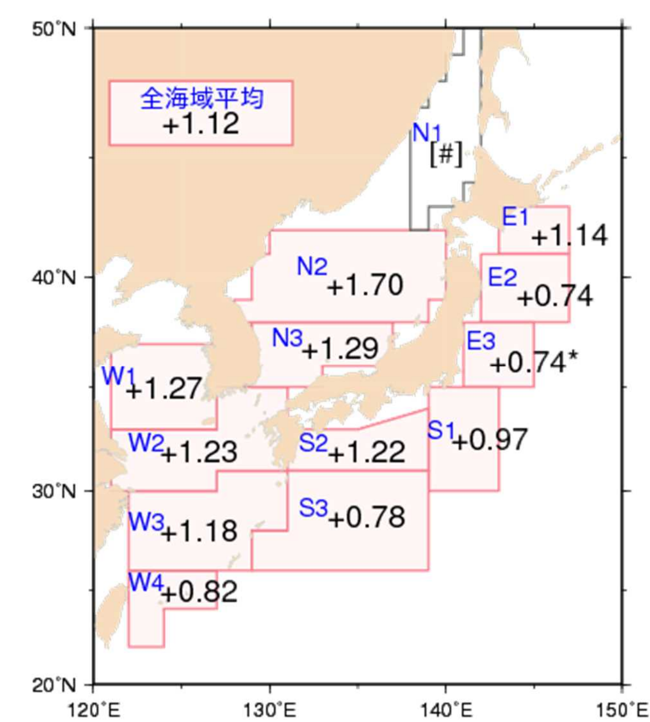


図 2.5-3　日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（℃/100 年）

1900～2018 年までの上昇率を示す。上昇率の数字に印が無い場合は、信頼度水準 99%以上で有意な変化傾向があることを、「*」が付加されている場合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100 年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

海域番号	海域名	海域番号	海域名
E1	釧路沖	N1	日本海北東部
E2	三陸沖	N2	日本海中部
E3	関東の東	N3	日本海南西部
S1	関東の南	W1	黄海
S2	四国・東海沖	W2	東シナ海北部
S3	沖縄の東	W3	東シナ海南部
		W4	先島諸島周辺

2.6　エルニーニョ／ラニーニャ現象[30]と太平洋十年規模振動[31]

○ 2017 年秋に発生したラニーニャ現象は、2018 年春に終息した。その後、2018 年秋以降はエルニーニョ現象の特徴が明瞭となって持続した。
○ 太平洋十年規模振動（PDO）指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態が続いていた。2014 年以降、PDO 指数の年平均値は正の値が続いているが、2018 年には値が小さくなった。

2.6.1　エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が 1 年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本では、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域と西太平洋熱帯域における海面水温の基準値との差の 2008 年以降の変化を示したものである（海域の範囲と基準値[32]については脚注と巻末の用語一覧参照）。エルニーニョ監視海域の海面水温は 2018 年 1 月から 4 月にかけては基準値より低い値で、10 月以降は基準値より高い値で推移した。一方、西太平洋熱帯域の海面水温は 2018 年 1 月から 3 月にかけては基準値より高い値で、8 月以降は 10 月を除いて基準値より低い値で推移した。これらの海域の海面水温の変化は、2017 年秋に発生したラニーニャ現象が 2018 年春に終息し、2018 年秋以降はエルニーニョ現象の特徴が明瞭となったことに対応している。

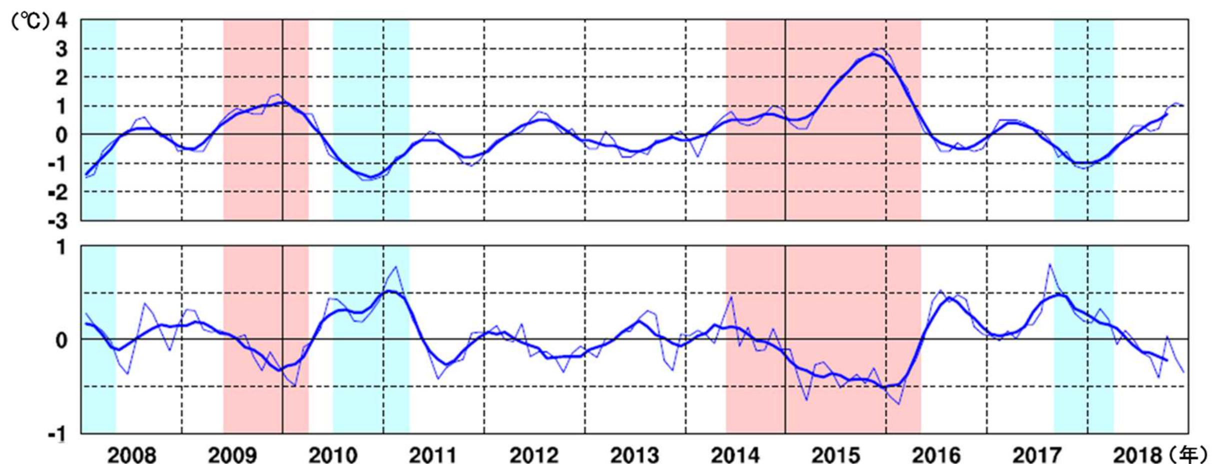


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域（上図）及び西太平洋熱帯域（下図）における海面水温の基準値との差の時間変化（℃）
折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。
エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

---

30 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月 1 回発表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html

31 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）指数の変動についての診断結果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html

32 エルニーニョ監視海域の基準値については巻末の用語一覧を参照のこと。西太平洋熱帯域の基準値はその年の前年までの 30 年間における当該月の海域の海面水温の平均値に、同期間の変化傾向から推定される変化分を加えた値。基準値より高い（低い）とは、エルニーニョ監視海域では基準値より+0.5℃以上（-0.5℃以下）、西太平洋熱帯域では基準値より+0.15℃以上（-0.15℃以下）である場合。

2.6.2　太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）

海面水温の変動には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や地球温暖化に伴う百年規模の変化に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期を持つ大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す。）と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき北太平洋の北米沿岸で平年より高く（低く）なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表す指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。これらの海面水温のパターンと PDO 指数は月ごとの海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えてエルニーニョ／ラニーニャ現象などの相対的に短い時間規模の変動も反映されている点に注意が必要である。

PDO 指数が正（負）のとき、海面水温は北太平洋中央部で平年より低く（高く）なり、北太平洋の北米沿岸で平年より高く（低く）なるとともに、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけても平年より高く（低く）なり、エルニーニョ（ラニーニャ）現象に似た分布が見られる（図 2.6-2）。また、PDO 指数が正（負）のとき、海面気圧は北太平洋高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある（図 2.6-3）。これは冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い（弱い）ことを示している。このような大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のとき、冬季の気温は北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部及び中国の一部などで低い傾向が見られる（Mantua and Hare, 2002）。

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代半ばにかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数（年平均値）は正の値が続いているが、2018 年は+0.2 で値が小さくなった（図 2.6-4）。

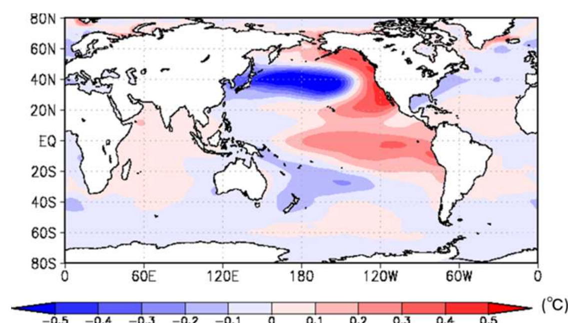


図 2.6-2　PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

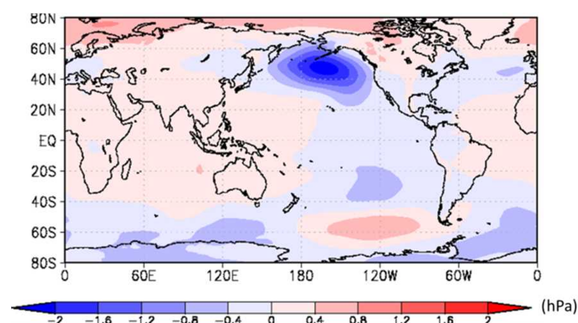


図 2.6-3　PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

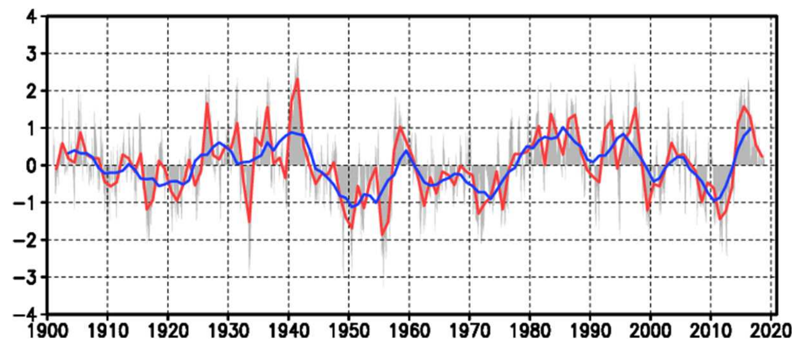


図 2.6-4　PDO 指数（年平均値）の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。また、月ごとの指数を灰色の棒グラフで示している。

2.7　世界の海洋表層の貯熱量の変動[33]

○　世界の海洋表層の貯熱量は、10 年あたり 2.35×10^{22} J の割合で増加している。

地球表面の 7 割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）は、1971～2010 年の 40 年間で気温の上昇や氷の融解などを含む地球上のエネルギー増加量の 60%以上が海洋の表層（ここでは海面から深さ 700 m までを指す）に、およそ 30%は海洋の 700 m よりも深いところに蓄えられたと評価している。このように海洋が熱を蓄えると、海水が熱膨張して海面水位が上昇するなどの影響がある。

Ishii and Kimoto（2009）の手法を用いて解析した海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図 2.7-1 に示す。1950 年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は 10 年あたり 2.35×10^{22} J である（信頼度水準 99%で統計的に有意）。特に、1990 年代半ばからは、増加率がそれ以前と比べて大きくなっている。この貯熱量の増加に対応して、海洋表層の水温は全球で 1950 年から 2018 年の間に 10 年あたり 0.025℃上昇していた。IPCC（2013）は、1970 年代以降の海洋の表層水温上昇に、人間活動による寄与がかなりあった可能性が非常に高いとしている。

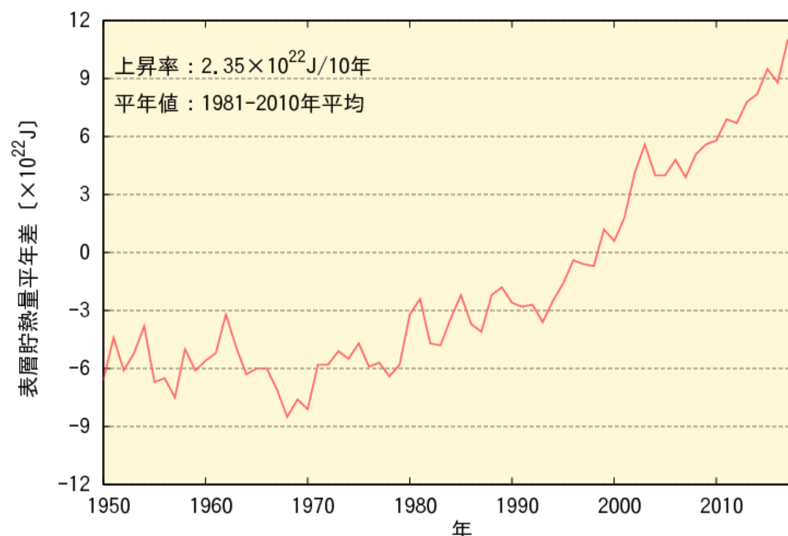


図 2.7-1　海洋表層（0-700 m）の全球貯熱量の経年変化
1981～2010 年の平均からの偏差。

[33] 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

2.8　日本沿岸の海面水位の変動[34]

○　日本沿岸の海面水位は、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。
○　1906～2018 年の期間では上昇傾向は見られない。

IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグリーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向があるとしている。また、世界平均海面水位の平均上昇率は、1901～2010 年の期間で 1 年あたり 1.7［1.5～1.9］mm、1971～2010 年の期間で 1 年あたり 2.0［1.7～2.3］mm、1993～2010 年の期間で 1 年あたり 3.2［2.8～3.6］mm であった可能性が非常に高いことが示されている[35]。

日本沿岸の海面水位は、1906～2018 年の期間では上昇傾向は見られない（図 2.8-1）ものの、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 第 5 次評価報告書に準じて最近の日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1971～2010 年の期間で 1 年あたり 1.1［0.6～1.6］mm の割合で上昇し、1993～2010 年の期間で 1 年あたり 2.8 [1.3～4.3] mm の割合で上昇した。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

日本沿岸の海面水位は、1906～2018 年の期間を通して、10 年から 20 年周期の変動がある。北太平洋において 10 年から 20 年周期で海面水位が変動する原因は、北太平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動は地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の変動をもたらす。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因で変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

[34] 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html
[35]［　］内に示した数値は、解析の誤差範囲（信頼区間 90%）を表している。

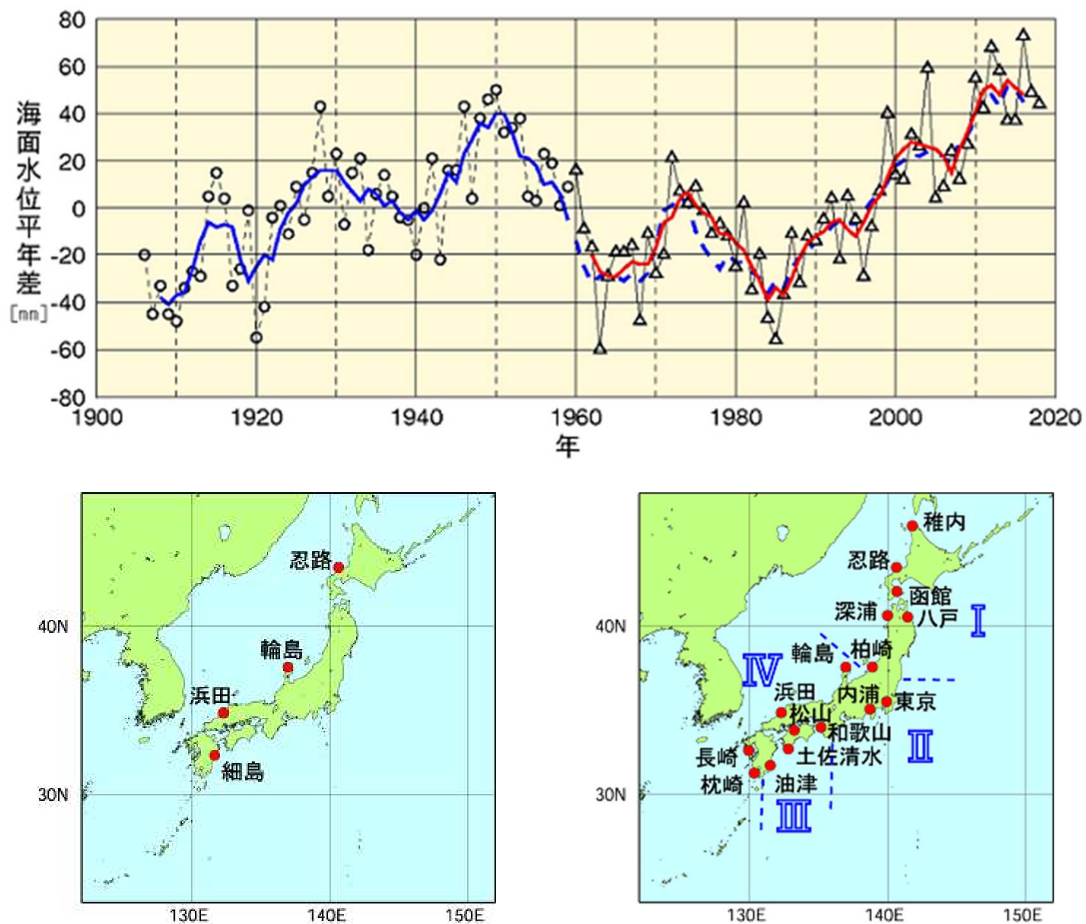


図 2.8-1　日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2018 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をⅠ：北海道・東北地方の沿岸、Ⅱ：関東・東海地方の沿岸、Ⅲ：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、Ⅳ：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981～2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2016 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

2.9　海氷域の変動[36]

○　北極域の海氷域面積は減少している。2018 年の海氷域面積の年最大値は 1460 万 km² で、1979 年以降 2 番目に小さかった。
○　南極域の海氷域面積には増加傾向が現れているが、2016 年以降は平年値を下回っている。2018 年の海氷域面積の年最小値は 232 万 km² で、1979 年以降 2 番目に小さかった。
○　オホーツク海の最大海氷域面積は、10 年あたり 6.6 万 km² の割合で減少している。

2.9.1　北極・南極の海氷

海氷とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。海氷域は、海水面に比べ太陽光の反射率（アルベド）が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海氷が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海氷生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった 1979 年以降、長期的に見ると減少している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.9-1）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979 年から 2018 年までの減少率は年あたり 8.9 万 km² であった。一方、南極域の海氷域面積の年平均値には増加傾向が現れており、増加率は年あたり 1.5 万 km² である（信頼度水準 95%で統計的に有意）が、2016 年以降は平年値を下回っている。

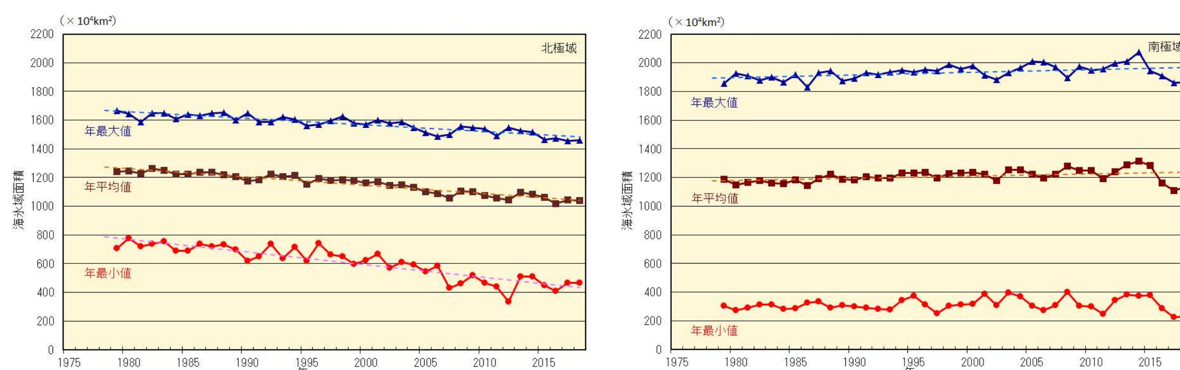


図 2.9-1　北極域（左図）と南極域（右図）の海氷域面積の経年変化（1979～2018 年）
折れ線は海氷域面積（上から順に年最大値、年平均値、年最小値）の経年変化、破線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

2018 年の海氷域面積は、北極域では 3 月 16 日に年最大値（1460 万 km²）となり、年最大値としては 1979 年以降、2017 年に次いで 2 番目に小さかった。その後北半球の夏にかけて海氷域面積は減少し、9 月 17 日に年最小の 466 万 km² となった。年最小値としては 1979 年以降 8 番目に小さい値であった。一方、南極域では 2 月 18 日に年最小値（232 万 km²）となり、1979 年以降、2017 年に次いで 2 番目に小さかった。その後南半球の冬にかけて海氷は増加し、9 月 30 日に年最大値（1865 万 km²）となった。年最大値としては 1979 年以降で 4 番目に小さい値であった（図 2.9-1、図 2.9-2、図 2.9-3）。

[36] 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html　（北極域・南極域）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html　（オホーツク海）

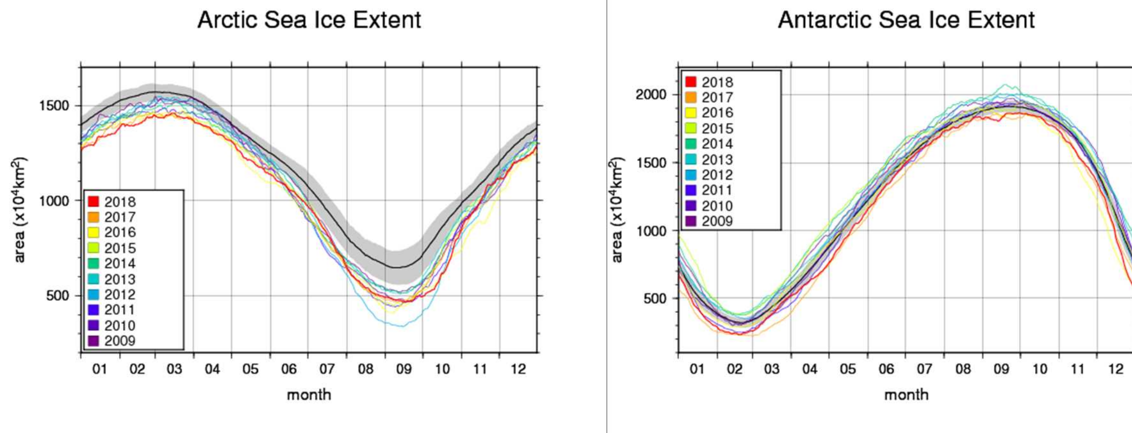


図 2.9-2　2018 年の北極域と南極域の海氷域面積の推移
黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲を示す。

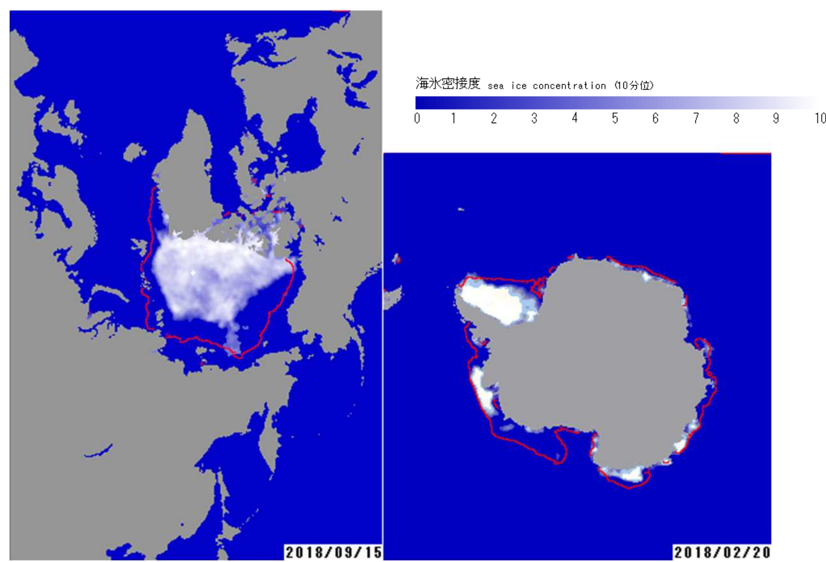


図 2.9-3　北極域、南極域それぞれの年最小となった時期の海氷分布（半旬ごとの図より作成）
左は 2018 年 9 月 15 日の北極域の海氷密接度、右は 2 月 20 日の南極域の海氷密接度、赤線はそれぞれの時期の平年の海氷域を示す。

2.9.2　オホーツク海の海氷

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の最大海氷域面積[37]は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており（信頼度水準 99％で統計的に有意）（図 2.9-4）、10 年あたり 6.6 万 km²（オホーツク海の全面積の 4.2％に相当）の割合で減少している。

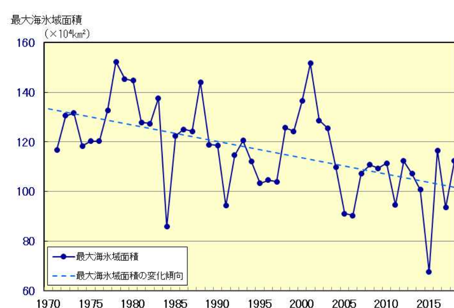


図 2.9-4　オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2018 年）
破線は変化傾向を示す。

---

37 最大海氷域面積：海氷シーズン中に海氷域が最も拡大した半旬の海氷域面積。

2.10　北半球の積雪域の変動[38]

○ 北半球では 1 月、6 月と 9～12 月に、ユーラシア大陸では 4 月、6 月と 9～12 月に、積雪域面積の減少傾向が明瞭に現れている。
○ 2017/2018 年冬の積雪日数は北米中部やヨーロッパで平年より多く、北米西部や中央アジア～東アジアで平年より少なかった。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）の観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている（気象庁, 2011）。

北半球の積雪面積には、平年では 10 月頃から拡大し始め、1、2 月に最も大きくなり、春にかけて縮小するという季節変動が見られる。積雪域面積の 1988～2018 年の過去 31 年間の経年変化は、北半球（北緯 30 度以北）では 1 月、6 月と 9～12 月に減少傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意、以下同様）一方、2～5 月には変化傾向は見られない（極大期と拡大期の代表として 2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(a)と(c)に示し、他は図略）。同じくユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）の積雪域面積の経年変化は、4 月、6 月と 9～12 月に減少傾向が現れている一方、1～3 月と 5 月には変化傾向は見られない（北半球と同様、2 月、11 月のみ図 2.10-1 の(b)と(d)に示し、他は図略）。2017/2018 年冬（2017 年 12 月～2018 年 2 月）の積雪日数は、北米中部やヨーロッパで平年より多く、北米西部や中央アジア～東アジアで平年より少なかった（図 2.10-1(e)）。2018 年 11 月の積雪日数は、北米や中央アジアで平年より多く、ヨーロッパ東部～ロシア西部や東アジアで平年より少なかった（図 2.10-1(f)）。

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化することなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。北半球やユーラシア大陸の積雪域の変動が日本の天候にも影響を与えている可能性があるが、その具体的なメカニズムについての評価は定まっていない。長期変化傾向やその影響を確実に捉えるためには、今後のデータの蓄積や研究が必要である。

[38] 気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html　（北半球）

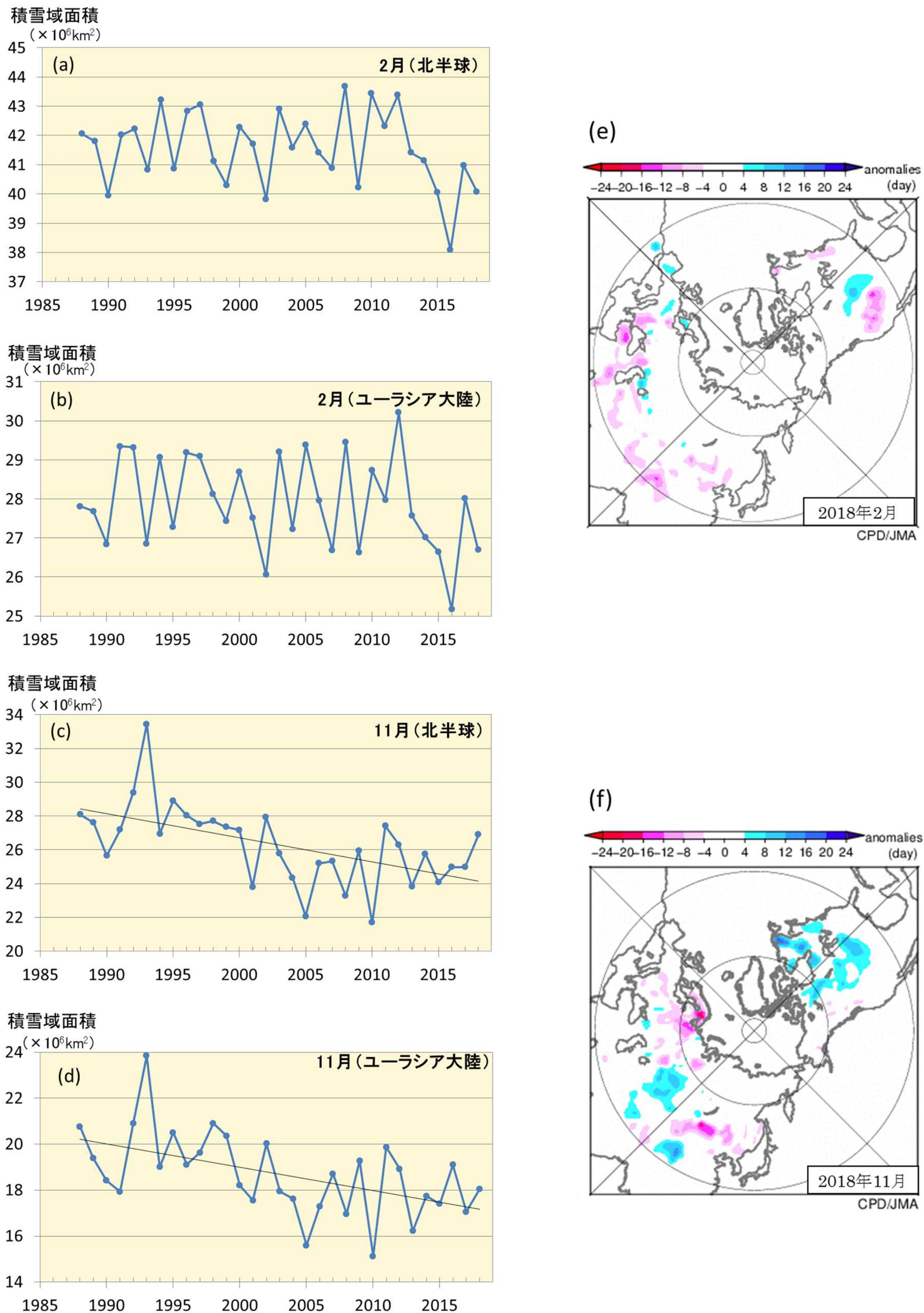


図 2.10-1　北半球（北緯 30 度以北）（(a):2 月、(c):11 月）及びユーラシア大陸（北緯 30 度以北、東経 0 度～東経 180 度）（(b):2 月、(d):11 月）の積雪域面積の経年変化（1988～2018 年）と 2018 年(e)2 月及び(f)11 月の月積雪日数平年偏差図

(a)～(d)の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。(e)(f)の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。

第 3 章　地球環境の変動

3.1　温室効果ガスの変動[39]

- ○　二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
- ○　大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999～2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- ○　大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画に基づき、温室効果ガスの変動を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）[40]を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータをもとにした解析によると、地球温暖化に及ぼす影響の大きい代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 3.1-1）。

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。また、海洋気象観測船によって、日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の観測を実施している。さらに、2011 年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を行っている（図 3.1-1）。

表 3.1-1　代表的な温室効果ガスの世界平均濃度（2017 年）[41]

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	前年からの増加率	参考数値
	工業化以前（1750 年）	2017 年平均濃度	工業化以降の増加率			寿命（年）
二酸化炭素	約 278 ppm	405.5 ppm	+ 46%	+2.2 ppm	+0.55%	不定
メタン	約 722 ppb	1859　ppb	+157%	+7　ppb	+0.38%	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	329.9 ppb	+ 22%	+0.9 ppb	+0.27%	121

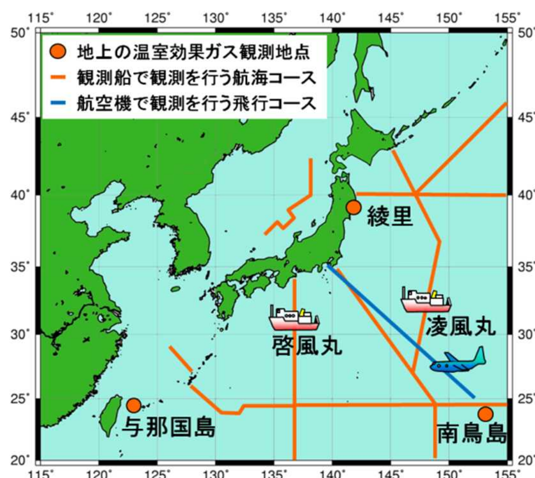


図 3.1-1　気象庁における温室効果ガスの観測網
気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の 3 地点で連続観測を実施しているほか、2 隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に実施している。

---

39 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html　（大気中の温室効果ガス）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html　（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/　（大気・海洋環境観測年報）

40 WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。
https://gaw.kishou.go.jp/jp/

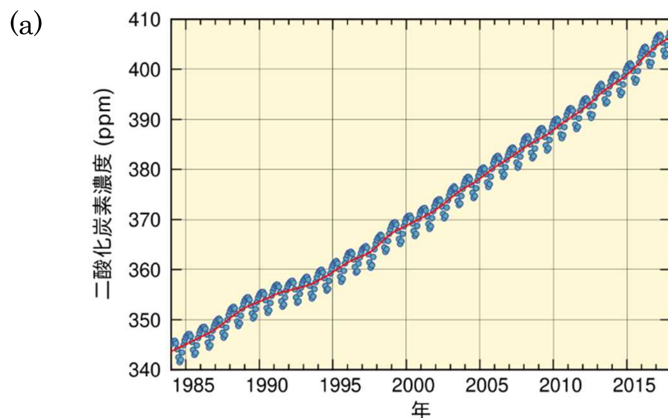
41 2017 年平均濃度、前年との差及び前年からの増加率は WMO（2018b）を、工業化以前の濃度及び寿命については IPCC（2013）を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の濃度と 2017 年平均濃度の差から算出した。なお、寿命は IPCC（2013）にある応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）を採用した。

3.1.1　世界と日本における二酸化炭素

(1)　世界における二酸化炭素濃度

大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している（図 3.1-2（a））。この経年増加は、化石燃料の消費、森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に放出され、一部は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによってもたらされる。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で低い（図 3.1-3）。また、季節変動は主に陸上生物圏の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が優勢となって濃度が上昇する。濃度が極大となるのは、北半球で 3～4 月頃、南半球で 9～10 月頃である。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい（図 3.1-3）。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を反映して 4 月頃に極大となる。WDCGG の解析によると 2017 年の世界平均濃度は 405.5 ppm であり、前年からの増加量は 2.2 ppm であった（表 3.1-1）。この増加量は、最近 10 年間の平均年増加量（約 2.2 ppm）とほぼ同じであり、1990 年代の平均年増加量（約 1.5 ppm）より大きい。

(a)



(b)

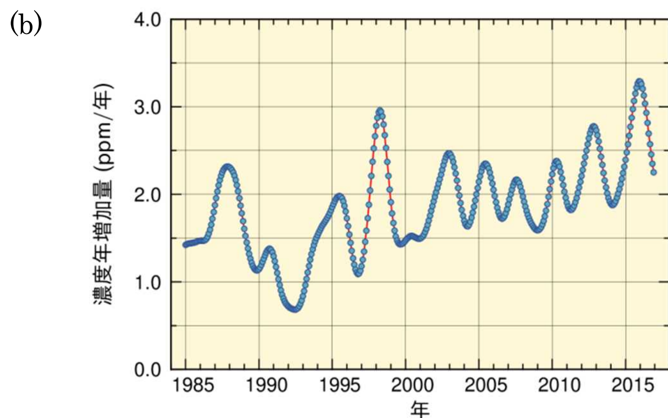


図 3.1-2　大気中の二酸化炭素の世界平均濃度（a）と濃度年増加量（b）
温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した大気中の二酸化炭素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2018b）。濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

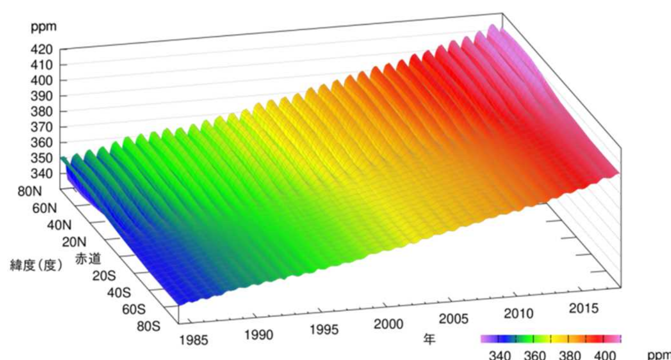


図 3.1-3　緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動がみられる[42]（図 3.1-2（b））。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応しており、エルニーニョ現象がもたらす熱帯域を中心とした高温と少雨により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まることが知られている（Keeling et al., 1995；Dettinger and Ghil, 1998）。図 3.1-4 は、人為起源放出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法（Le Quéré et al., 2016）により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量である。例えば 2015～2016 年には、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に呼応するように陸上生物圏による吸収量が減少した（WMO, 2018b）。2015 年及び 2016 年の吸収量はそれぞれ年間 21±10 億トン炭素、年間 18±11 億トン炭素で、これはその前の 10 年間（2006～2015 年）の平均（34±10 億トン炭素）よりも小さい。同様に 1997～1998 年や 2002～2003 年に発生したエルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による吸収量が減少している。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。例外的に、1991～1992 年はエルニーニョ現象が発生したにも関わらず、濃度年増加量が小さかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらし、土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている（Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999）。

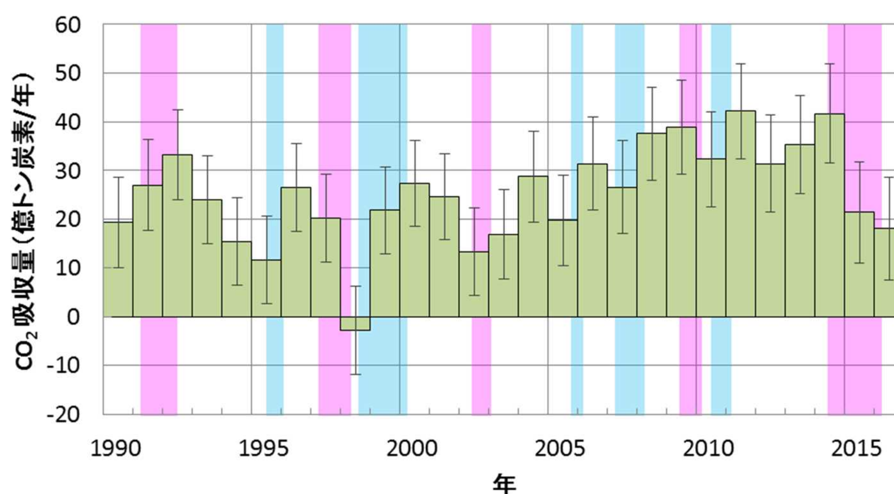


図 3.1-4　陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化
人為起源の放出量（化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量（Le Quéré et al., 2018）の合計）から、大気中増加量（図 3.1-2（b）を年平均したもの）と海洋による吸収量（気象庁が解析した海洋による吸収量（Iida et al., 2015; 3.1.1（3）節も参照）に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素/年（IPCC, 2013）を考慮したもの）を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ（信頼区間 68%の範囲）である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

（2）　日本における二酸化炭素濃度

国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 3.1-5（a））。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では（図 3.1-1）、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では、中高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映して、高緯度ほど濃度の季節変動が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動に

---
[42] 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因については気象庁ホームページも参照のこと。
https://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html

より二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。2018 年の年平均濃度は、綾里で 412.0 ppm、南鳥島で 409.4 ppm、与那国島では 411.7 ppm で、前年に比べていずれも増加し観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

国内観測点においても二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏～2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 3.1-5（b））。

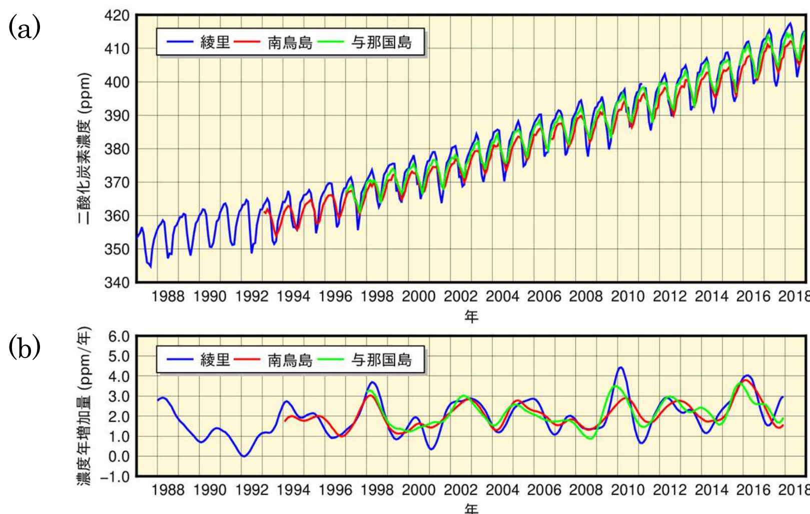


図 3.1-5　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素月平均濃度（a）と濃度年増加量（b）の経年変化

濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。

（3）　海洋の二酸化炭素

気象庁の海洋気象観測船によって観測された、北西太平洋（東経 137 度線上の北緯 3 ～ 34 度及び東経 165 度線上の南緯 5 ～ 北緯 35 度）の表面海水中及び大気中の二酸化炭素分圧は、全ての海域において増加し続けている（図 3.1-6、図 3.1-7）。東経 137 度線では、1985 年から 2018 年までの約 30 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 1.7µatm/年（1.4 ～ 2.1µatm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 1.8µatm/年（1.7 ～ 1.9µatm/年）の割合で増加している。東経 165 度線では、1996 年から 2018 年までの約 20 年間で表面海水中の二酸化炭素分圧は平均 2.1µatm/年（1.6 ～ 3.0µatm/年）の割合で、また、大気中の二酸化炭素分圧は平均 2.0µatm/年（1.8 ～ 2.1µatm/年）の割合で増加している。表面海水中の二酸化炭素分圧は、海面水温が高くなる夏季に高く、海面水温が低くなる冬季に低いという季節変動をしており、その変動幅は東経 137 度線、東経 165 度線ともに緯度が高いほど大きくなるという特徴がある。それに対して大気中の二酸化炭素分圧の季節変動は小さく、夏季以外には表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を下回るため、一年を通じて平均すると海洋が大気中の二酸化炭素を吸収している。一方熱帯域においては、ほぼ一年を通じて表面海水中の二酸化炭素分圧が大気中の二酸化炭素分圧を上回るため、海洋が大気中に二酸化炭素を放出している。

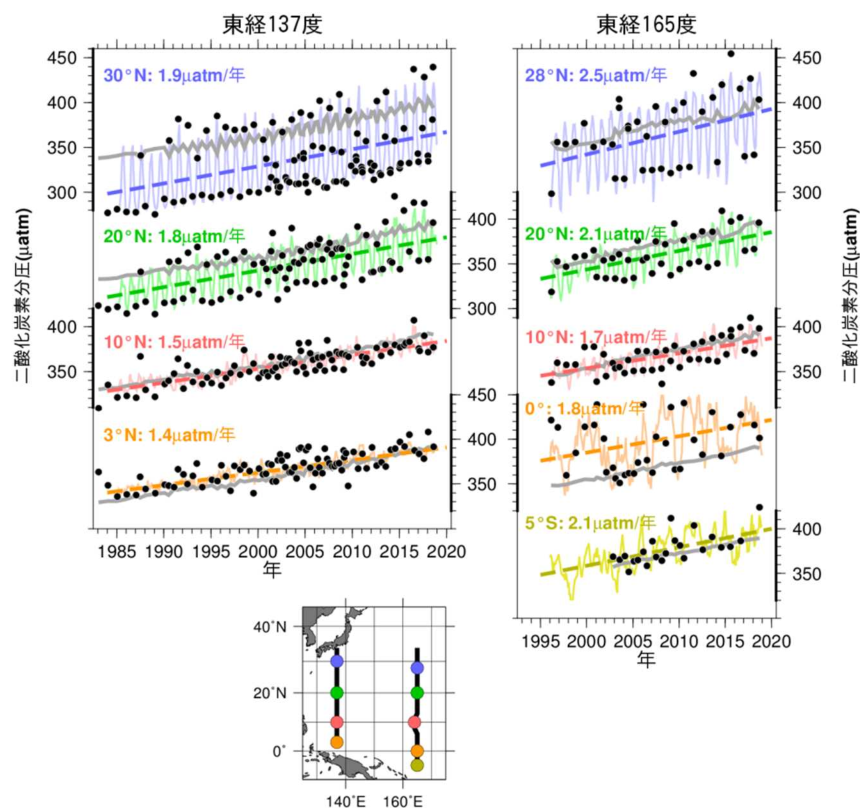


図 3.1-6　東経 137 度線（左図）及び東経 165 度線（右図）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化[43]

図は、表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）および解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示している。

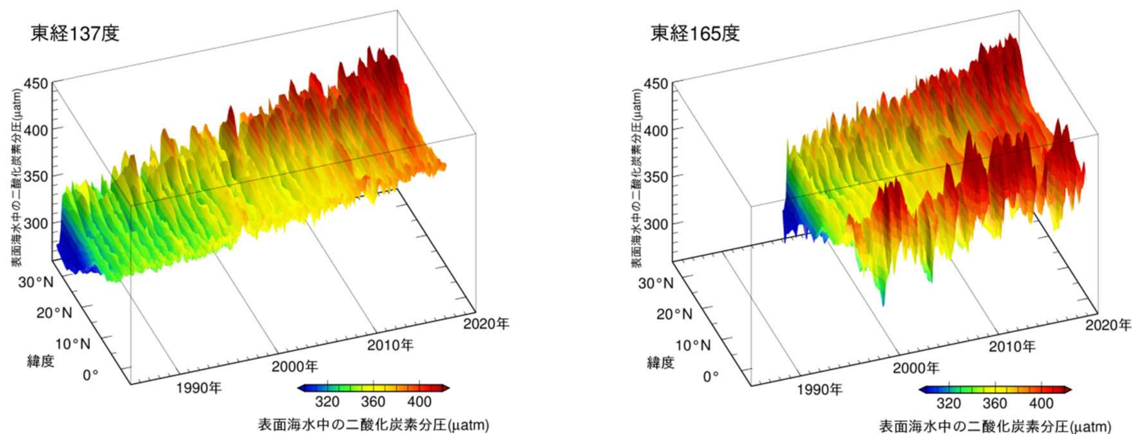


図 3.1-7　緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化 [43]

図は東経 137 度線の北緯 3 度～北緯 34 度（左）、東経 165 度線の南緯 5 度～北緯 35 度（右）における緯度ごとの表面海水中の二酸化炭素分圧の経年変化を示している。

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかっている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析した（Iida et al., 2015：図 3.1-8）。

[43] 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素の吸収（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_trend/co2_trend.html

図 3.1-8 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出（赤色域）されている。それ以外の広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二酸化炭素を吸収（青色域）している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図 3.1-8 右図は、二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990～2017 年の平均で年間に 18 億トン炭素（炭素の重量に換算した年間吸収量）の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然の炭素循環による 7 億トン炭素（IPCC, 2013）を考慮すると、海洋が蓄積する二酸化炭素の量は、化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素（2000 年代において 1 年あたりおよそ 90 億トン炭素（IPCC, 2013））の約 3 割に相当する。また、海洋の二酸化炭素吸収量は 2000 年以降増加傾向にある。

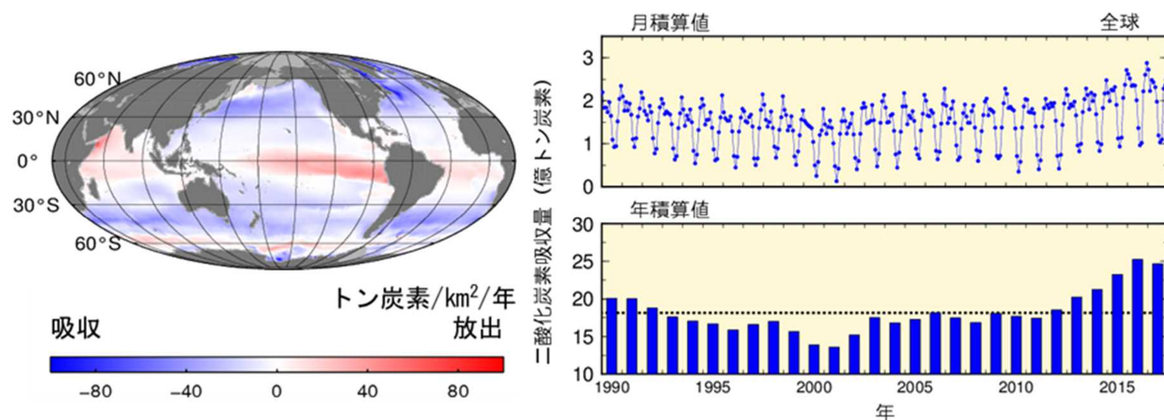


図 3.1-8　全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2017 年の分布（左図）及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値（1990～2017 年）（右図）[44]

左図は 2017 年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は 1990～2017 年の平均 18 億トン炭素を表す。単位は、炭素の重量に換算した値を用い、分布図では 1 年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いている。

1990 年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137 度に沿った北緯 10～30 度と東経 165 度に沿った北緯 10～35 度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった（図 3.1-9）。1990 年代以降、海面から深さ約 1200～1400 m までの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137 度及び東経 165 度で 3～12 トン炭素/km²/年（単位面積 1 年あたりに蓄積した炭素の重量に換算）であった。特に北緯 20～30 度付近で二酸化炭素の蓄積量が多い。東経 137 度と東経 165 度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深くまで分布しているため、北緯 10 度や北緯 35 度に比べて二酸化炭素蓄積量が多くなっていると考えられる。

---

[44] 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_flux_glob/co2_flux_glob.html

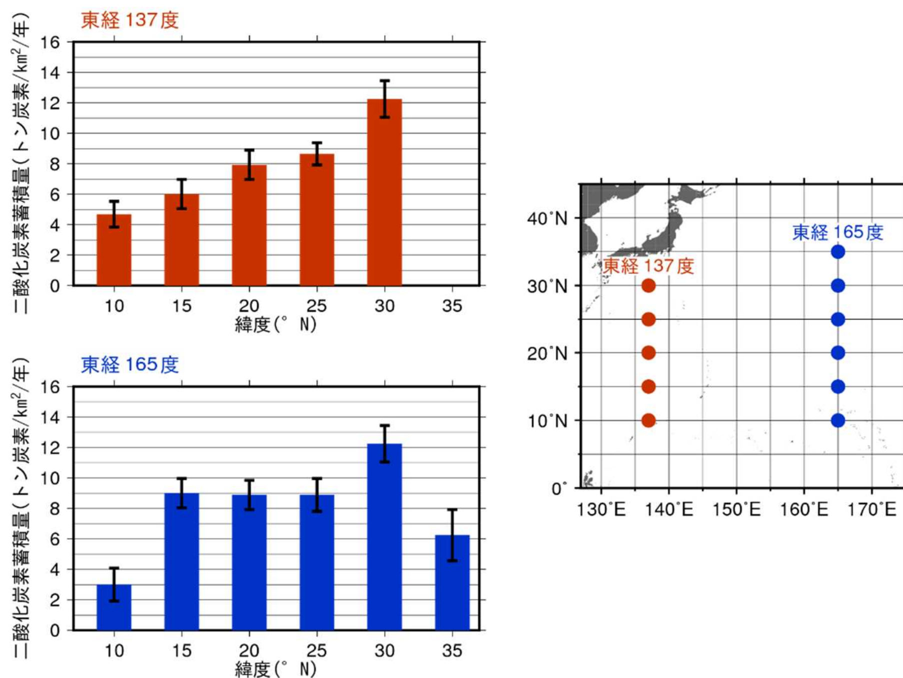


図 3.1-9　東経 137 度及び東経 165 度における緯度ごとの 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量（左図）と解析対象とした海域（右図）[45]
左図中のエラーバーは、信頼区間 95%の範囲を示す。解析期間は、東経 137 度が 1994 年～2018 年、東経 165 度が 1992 年～2018 年。

（4）　海洋酸性化

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで大気中の二酸化炭素増加を緩和する反面、海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中の水素イオン濃度指数（pH）の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり（Raven et al., 2005）、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている。IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、産業革命以降（1750 年以降）の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に 0.065～0.31 低下すると予測している。また、海洋に吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている（Doney et al., 2009）。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、北西太平洋（東経 137 度及び 165 度線）の表面海水中及び海洋内部の pH を見積もった（図 3.1-10、図 3.1-11、図 3.1-12）。その結果、表面海水中の pH は全ての緯度で明らかに低下しており、その低下率は、東経 137 度線では 1985 年から 2018 年までの約 30 年間で 10 年あたり平均 0.018（0.013～0.021）、東経 165 度線では 1996 年から 2018 年までの約 20 年間で 10 年あたり平均 0.020（0.014～0.031）であった。大気中及び海水中の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。深さ約 150～800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.011～0.035 低下していた。亜熱帯北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している。

[45] 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_2/co2_inventory/inventory.html

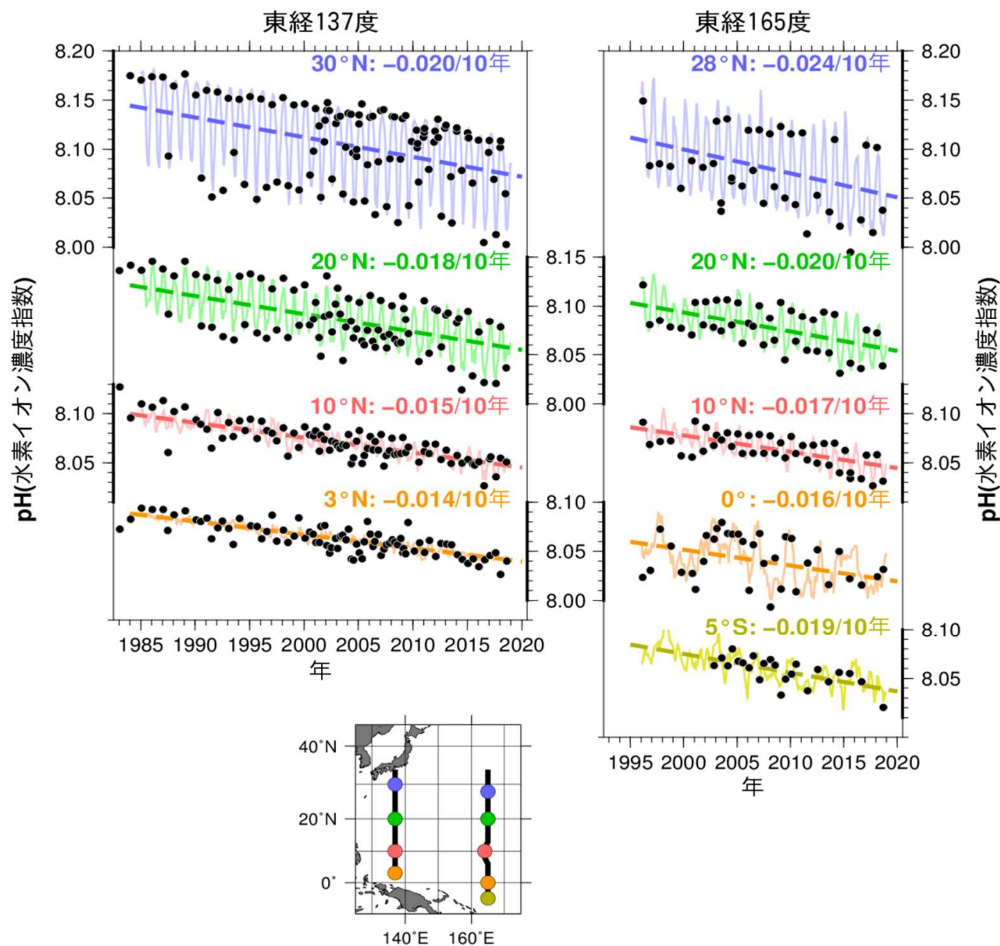


図 3.1-10　東経 137 度線（左上図）、東経 165 度線（右上図）の各緯度における表面海水中の水素イオン濃度指数（pH）の長期変化[46]

●黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率を示す。

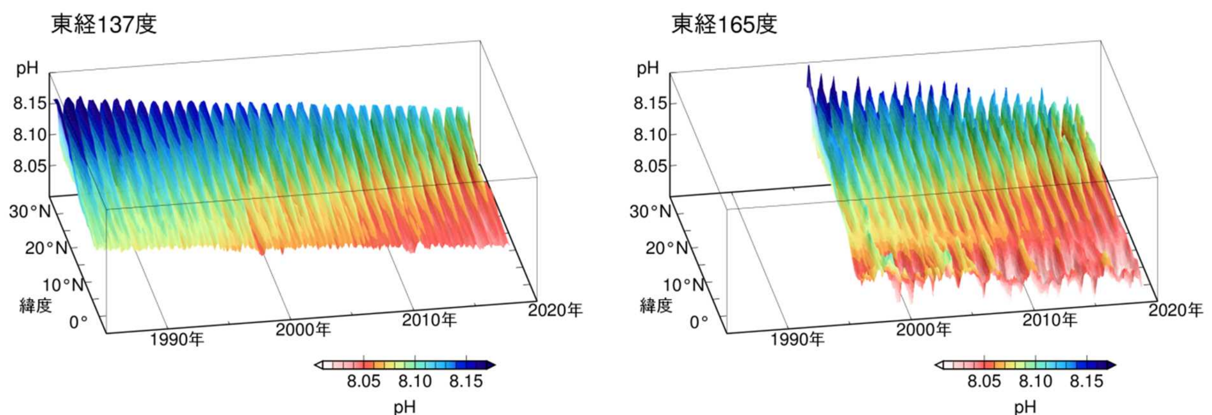


図 3.1-11　東経 137 度線（左図）、東経 165 度線（右図）における表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の変化[47]

---

[46] 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

[47] 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html

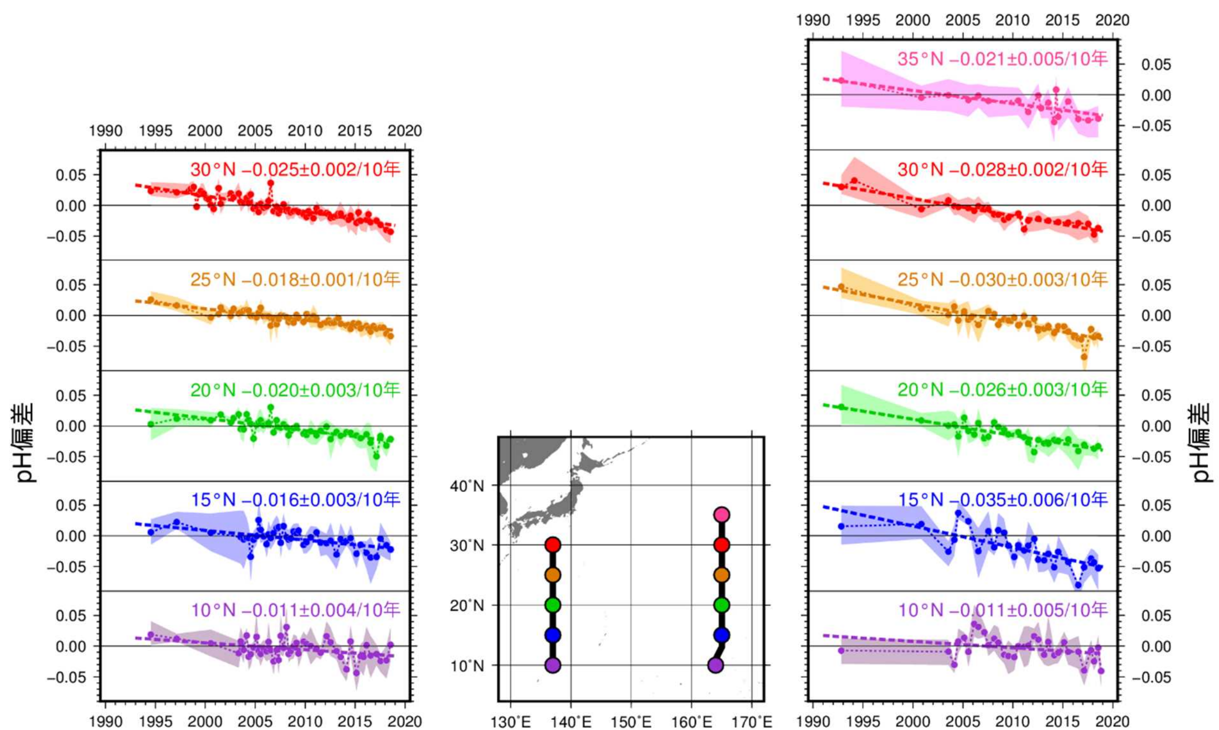


図 3.1-12　東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での水素イオン濃度指数偏差の長期変化[48]
東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における深さ約 150m から 800m の海洋内部での pH の平均平年偏差時系列を示す。平年値は 1991 年から 2010 年までの平均である。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率（減少率）を示す。

(5)　上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地（神奈川県綾瀬市）－南鳥島間の輸送機において、北緯約 34～25 度の航路上で水平飛行中の上空約 6km 及び南鳥島に降下中の異なる高度で二酸化炭素濃度の観測を行っている（Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014)。

図 3-1.13 に、水平飛行時に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）及びその平均値（青点）、また、南鳥島の地上で観測した濃度の月平均値（赤点）を示す。図中の破線は青点及び赤点の時系列データから、季節変動を取り除いた成分を示す。図が示すように、上空の二酸化炭素濃度は、地上における観測値と同様に年々増加している。ただし、破線が示すように、平均的には上空の濃度が地上の濃度よりも低い傾向にある。

南鳥島の地上観測では、冬から春にかけて濃度が高くなり、夏から秋にかけて濃度が低くなる。上空においても地上と同様の季節変動がみられるが、この地域においては冬から春にかけて、上空の濃度が地上の濃度よりも特に低くなる傾向がみられる。結果として、上空の濃度の季節変動の振幅は地上のものよりも小さくなっている。図 3-1.14 は、地上観測及び水平飛行時のデータに加えて、輸送機が南鳥島に降下する際に採取した大気中の濃度を用いて、観測開始以降の期間の平均的な季節変動を高度別に示したものである。冬から春にかけて、上空に向かうほど濃度が低くなっていることがわかる。

図 3-1.15 は、2 月と 8 月に実施された観測のうち、南鳥島降下中に採取した大気の濃度から、観測当日の地上における濃度の日平均値を差し引いたものであり、鉛直方向の濃度変化を示している。

[48] 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向（北西太平洋）について公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHin/pH-in.html

2 月は上空に向かうほど濃度が低くなっているのに対し、8 月は地上と上空の濃度値に大きな変化がみられない。

以上の結果は、大陸域において陸上生物圏の影響を受けた地表付近の大気が南鳥島の地上や上空まで輸送されていること、また、その輸送の様相が季節や高度により差異があることを示唆している。南鳥島付近でみられるような、冬から春にかけて上空の濃度が低くなり、夏に鉛直方向の濃度勾配が緩やかになる傾向は、アジアや北米においても航空機観測によって確認されている（Sweeney et al., 2015; Umezawa et al., 2018）。

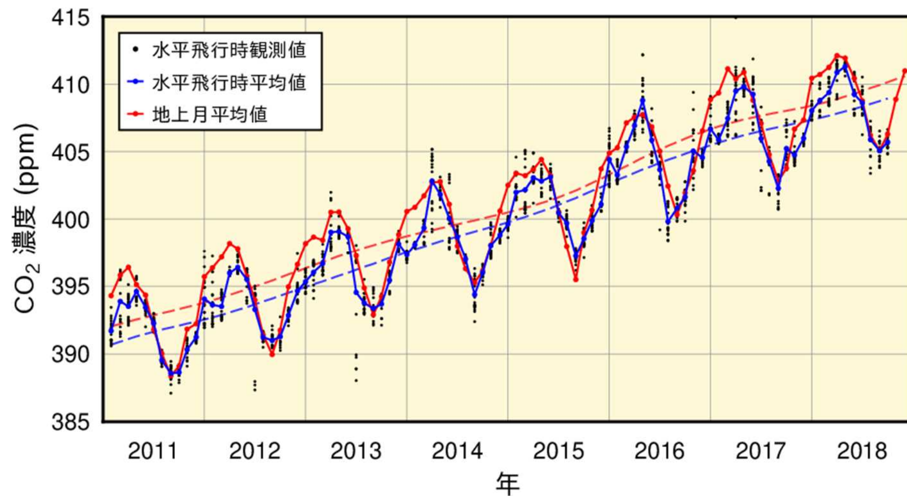


図 3.1-13　厚木航空基地－南鳥島間の航空機観測による水平飛行時（高度約 6km）に採取した大気中の二酸化炭素濃度（黒点）とその平均値（青点）及び南鳥島の地上における月平均二酸化炭素濃度（赤点）

青破線及び赤破線は、上空及び地上の各平均値からそれぞれの季節変動を取り除いた成分。算出方法は WMO（2009）による。

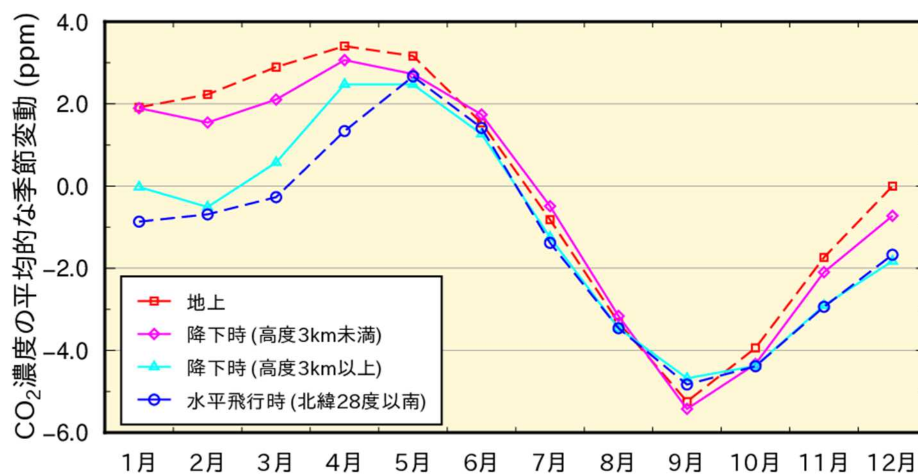


図 3.1-14　南鳥島付近における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

地上での月平均濃度（赤色）、北緯 28 度以南を水平飛行中に採取した大気中の濃度の平均値（青色）、降下時に採取した大気中の濃度のうち高度 3km 未満（桃色）と 3km 以上（水色）それぞれに対する平均値。地上での月平均濃度について季節変動を取り除いた成分を求め、それを各濃度時系列から差し引き、各月について平均したものを示している。

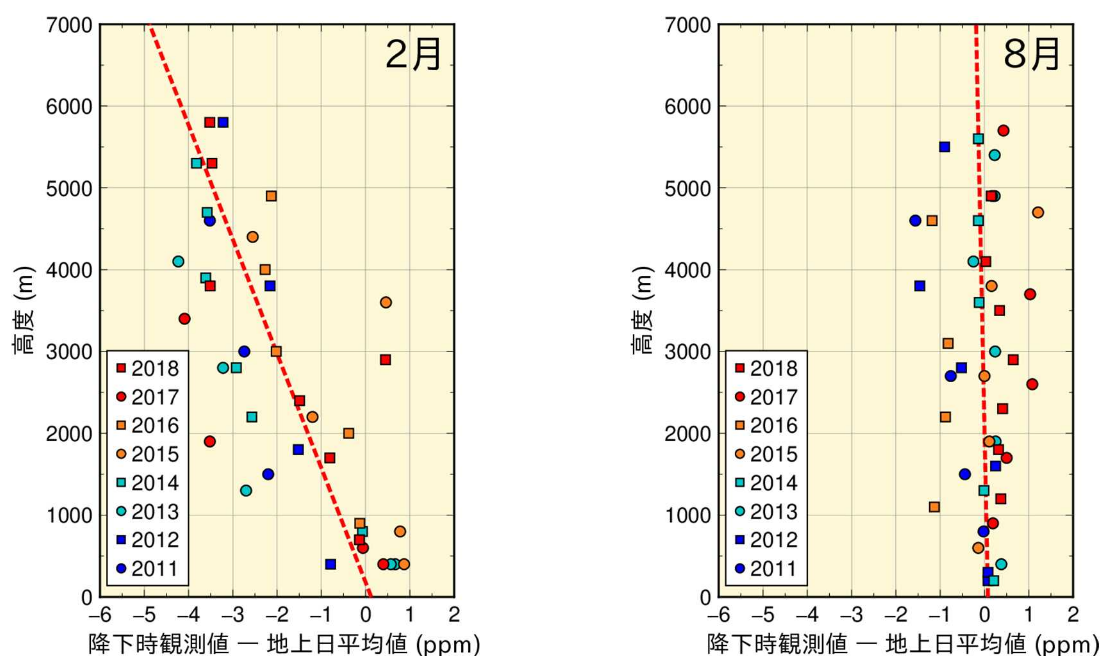


図 3.1-15　南鳥島付近における大気中の二酸化炭素濃度の鉛直分布

各年の２月（左）と８月（右）に実施された航空機観測のデータのうち、南鳥島へ降下中に採取した大気中の二酸化炭素濃度から、観測当日における南鳥島の地上の日平均値を差し引いたものを丸及び四角の印で示している（観測年によって印の色や形を変えている）。赤色の破線は、これらの印から最小二乗法によって求めた鉛直方向の濃度勾配を表す。

3.1.2　世界と日本におけるメタン

(1)　世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度を図 3.1-16 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代半ば以来上昇を続けてきたが、1999～2006 年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007 年以降は再び増加している。増加が止まった原因については、IPCC（2013）等でいくつかの可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007 年以降の増加については、熱帯の湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出が寄与しているという見解が示されている（WMO, 2018b）。WDCGG の解析では 2017 年の世界平均濃度は 1859 ppb で、1984 年以降で最高値となった（表 3.1-1）。

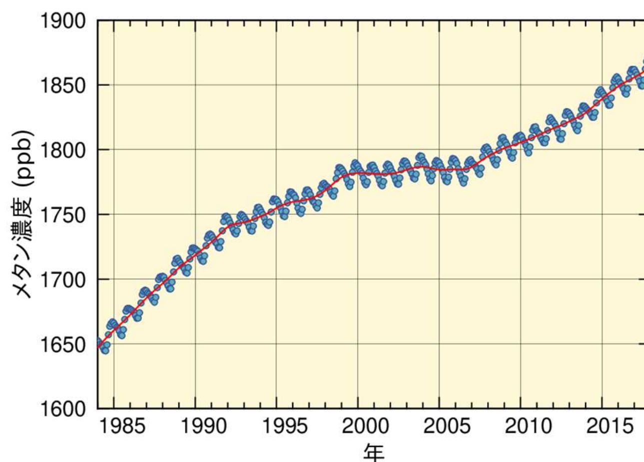


図 3.1-16　大気中のメタンの世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2018b）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯から熱帯域にかけて大きく減少している。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカル[49]と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子がみられる（図 3.1-17）。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく（157%増）、二酸化炭素の増加率（46%増）をはるかに上回っている（表 3.1-1）。これは、自然界での放出に対して、人間活動による排出が相対的に大きいためと考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。

[49] OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

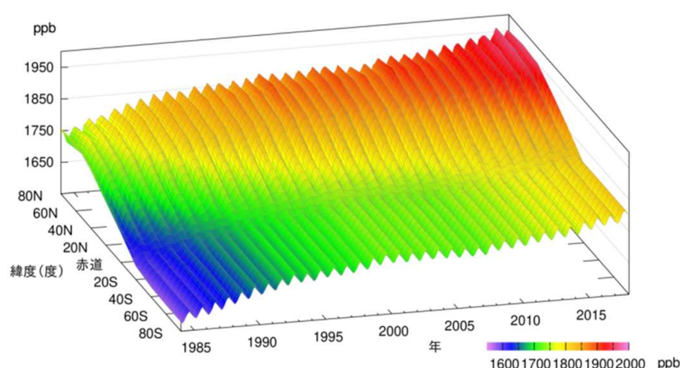


図3.1-17　緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

(2)　日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している（図 3.1-18（a））。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いため、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島は、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。2018 年の年平均濃度は、綾里で 1941 ppb、南鳥島で 1893 ppb、与那国島では 1915 ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化（図 3.1-18（b））には年々変動があり、観測所によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

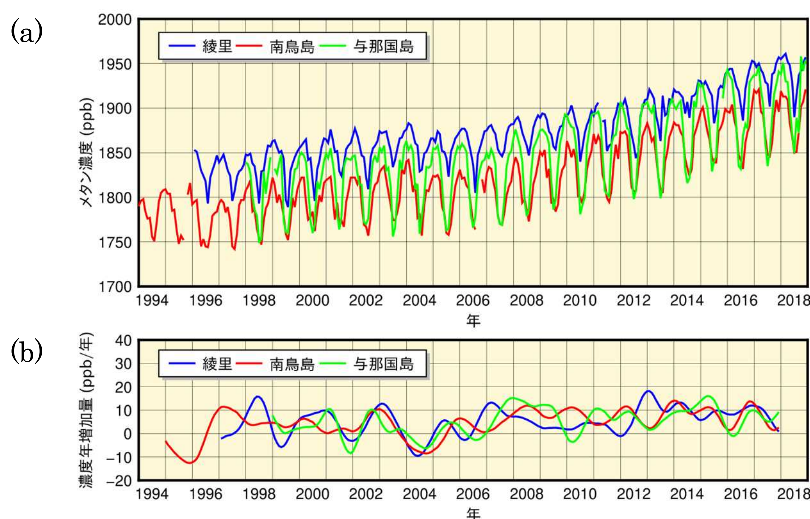


図 3.1-18　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン月平均濃度（a）と濃度年増加量（b）の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。

3.1.3　世界と日本における一酸化二窒素

大気中の一酸化二窒素濃度を図 3.1-19 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2017 年の世界平均濃度は 329.9 ppb であった。これは、工業化以前（1750 年当初）の平均的な値とされる 270 ppb と比べ 22%の増加である（表 3.1-1）。一酸化二窒素の季節変動は、二酸化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二酸化炭素やメタンほど顕著に見られないが、人為起源及び土壌の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 3.1-20）。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している（図 3.1-21）。2018 年の年平均濃度は 332.7 ppb（速報値）であった。

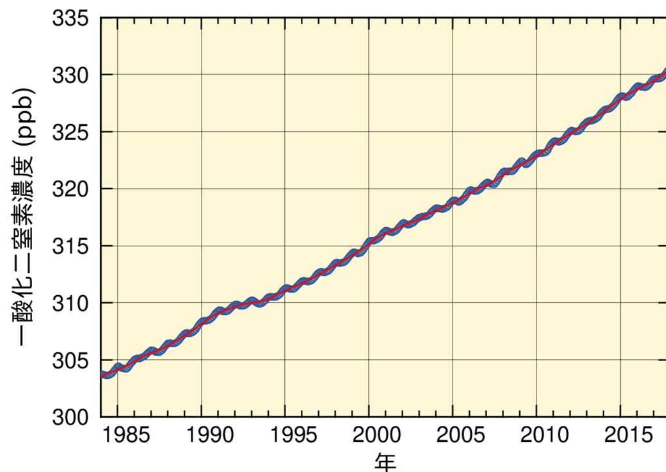


図 3.1-19　大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度（赤線）を示す（WMO, 2018b）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

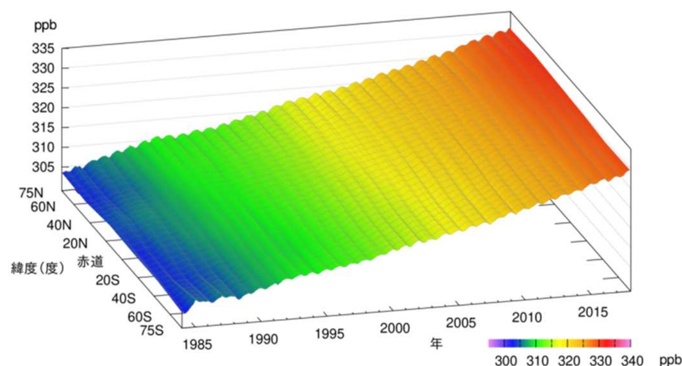


図 3.1-20　緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

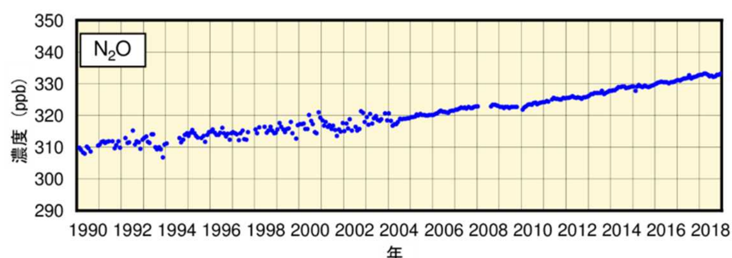


図 3.1-21　綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化
2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2 オゾン層と紫外線の変動[50]

- オゾン全量は、1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少し、その後はわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている。
- 南極のオゾンホールの年最大面積は、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降、拡大傾向はみられず、2000 年以降では統計的に有意な縮小傾向を示している。
- 国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）全てで、観測を開始した 1990 年代前半にくらべ、近年の紅斑紫外線量は増加している。つくばでは、観測を開始した 1990 年から 10 年あたり 4.5%増加した。
- オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類（CFC 類）の大気中濃度は、減少傾向にある。

気象庁では、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」第二十二条第一項[51]に基づき、国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）及び南極昭和基地においてオゾン層観測を実施し、つくば、南極昭和基地において、紫外域日射観測（紫外線観測）を実施している（図 3.2-1）。

また、綾里においてオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類の大気中濃度を観測している。

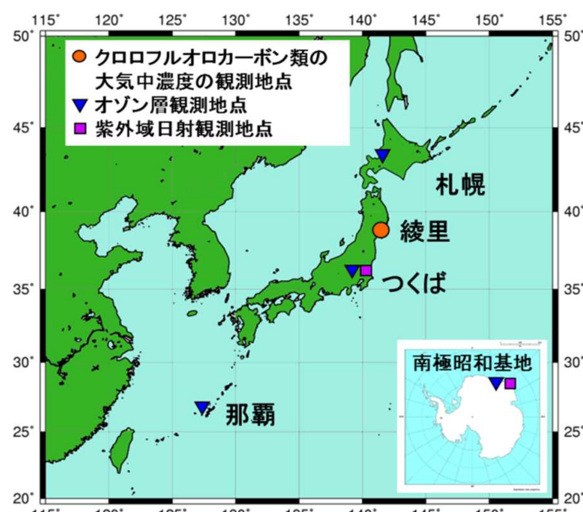


図 3.2-1　気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網（2018 年 12 月 31 日現在）

3.2.1　世界と日本におけるオゾン層

（1）　世界全体のオゾン層

世界のオゾン全量は、1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。その後、1990 年代半ば以降はほぼ変化がないかわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている（図 3.2-2）。地上観測データの全球解析が可能な最近 5 年間（2013～2017 年）の平均値は、1994～2008 年（世界平均のオゾン量の減少傾向がとまり、少ない状態で安定していた期間）と比較すると僅かに増加がみられるが、オゾン層破壊が進む前の値（1970～1980 年平均）と比較すると、まだ 3%ほど低い。

オゾン層破壊の原因となる成層圏の塩素量は、1980 年代に急速に増加した後、1990 年代半ば以降はほとんど変化していないか緩やかに減少している（3.2.3 節参照）。世界気象機関（WMO）と

---

50 気象庁ホームページでは、気象庁で実施した観測データ等を用いたオゾン層及び紫外線に関する解析結果を「オゾン層・紫外線の年のまとめ」として、毎年公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/diag_o3uv.html

51 「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」（昭和六十三年法律第五十三号）
第二十二条　気象庁長官は、オゾン層の状況並びに大気中における特定物質の濃度の状況を観測し、その成果を公表するものとする。

国連環境計画（UNEP）による「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018a）では、モントリオール議定書の下に実施された施策により大気中のオゾン層破壊物質が減少し、2000 年以降、成層圏上部ではオゾン層の回復が始まっていると評価されている。



図 3.2-2　世界のオゾン全量の偏差（%）の経年変化
実線（緑）は世界の地上観測による月平均オゾン全量の偏差（%）で、実線（赤）はその 1970～1980 年の平均値、参照値期間（1994～2008 年）の平均値、及び全球解析が可能な最近 5 年間（2013～2017 年）の平均値。●印は衛星観測データ（北緯 70 度～南緯 70 度）の月平均オゾン全量偏差（%）。地上観測及び衛星観測データは共に季節変動成分を除去している。使用した地上観測点数は 114 地点（北半球 91 地点、南半球 23 地点）、偏差の基準は 1970～1980 年の平均値で衛星観測も地上観測の基準に合わせて補正している。

（2）　南極域上空のオゾンホール[52]

2018 年のオゾンホールの年最大面積は、成層圏気温が例年より低かったため、最近 10 年間の平均よりも大きくなったが、1990 年代後半から 2000 年前半の顕著に大きかった期間ほどの規模には拡大しなかった（図 3.2-3 及び図 3.2-4）。オゾンホールの年最大面積は、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では拡大傾向はみられなくなり、さらに 2000 年以降では、統計的に有意な縮小傾向を示している（詳細は、トピックスⅡ「南極オゾンホールの回復傾向」を参照）。

年毎の南極オゾンホールの規模は、気象状況により変動するが、長期的には成層圏のオゾン層破壊物質の総量に従って変化する。「オゾン層破壊の科学アセスメント：2018」（WMO, 2018a）では、今後、南極オゾンホールは次第に縮小し、（南極オゾンホールが発生する）春季の南極域のオゾン全量が 1980 年の量まで回復するのは、2060 年代になると予測している。

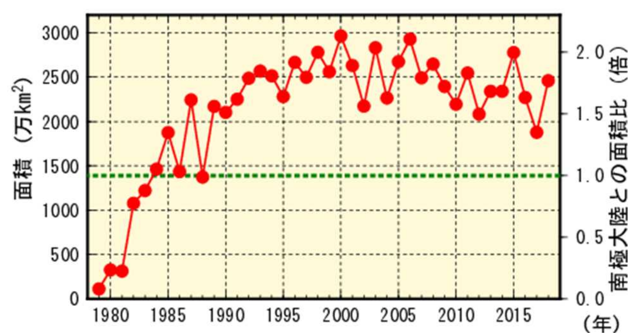


図 3.2-3 南極オゾンホールの面積の経年変化
南極オゾンホールの面積（南緯 45 度以南のオゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積）の推移。1979 年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積（1390 万 km²）を緑点線で示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

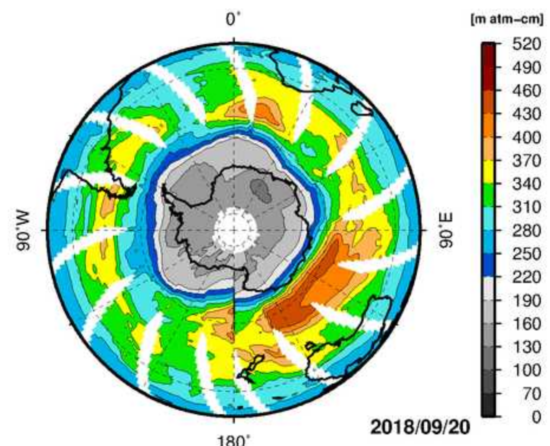


図 3.2-4　オゾンホール面積が年最大を記録した 2018 年 9 月 20 日のオゾン全量の南半球分布
中央の灰色の部分が、オゾンホールの目安となる 220 m atm-cm 以下の領域。白色の部分は観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

52 「オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

(3) 日本上空のオゾン層

国内のオゾン全量は、札幌とつくばでは 1980 年代から 1990 年代初めまで減少した後、緩やかな増加傾向がみられる（図 3.2-5）。また、那覇のオゾン全量は、1990 年代半ば以降緩やかな増加傾向がみられるが、近年はやや少なくなっている。

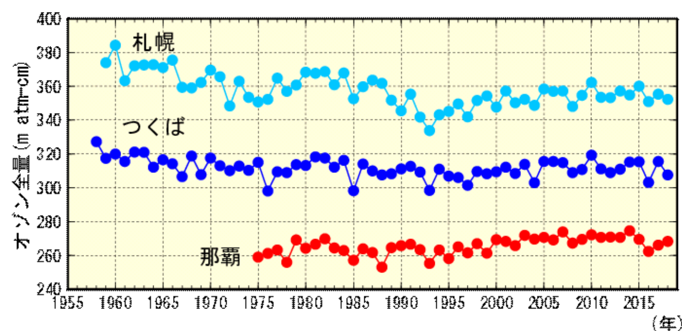


図 3.2-5 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化
札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。気象庁におけるオゾン観測は、1957 年につくばで開始し、現在は国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）及び南極昭和基地でオゾン全量とオゾン鉛直分布の観測を実施している。

3.2.2 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量[53]年積算値をみると、国内 3 地点（札幌、つくば、那覇）全てで、観測を開始した 1990 年代前半にくらべ、近年の紅斑紫外線量は増加している（図 3.2-6）。つくばでは、観測を開始した 1990 年から 10 年あたり 4.5%増加した。増加の特徴として、札幌では、1990 年代半ばから 2000 年代に顕著な増加がみられ、つくばでは 1990 年代に顕著な増加がみられる。那覇では 1990 年代は増加傾向がみられたが、2000 年代は変化傾向がみられなかった。

国内 3 地点における紅斑紫外線量の増加はオゾン全量の状況（図 3.2-5）から説明することができず、雲量の減少など天候の変化やエーロゾル量の減少が増加の要因として考えられる（UNEP, 2015；気象庁, 2011）。

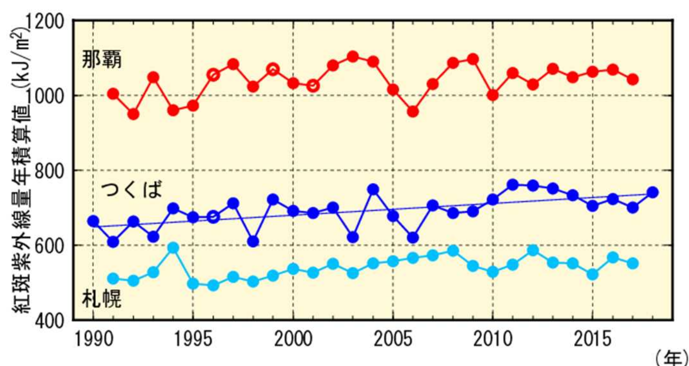


図 3.2-6 紅斑紫外線量年積算値の経年変化
札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値（●及び○印）は、月平均値に月日数をかけて 12 か月分を積算して算出する。○印は、月平均値が資料不足値（1 か月の日別観測数が 20 日未満）となる月が含まれることを示す。つくばの直線は年積算値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向を示す。※札幌、那覇は 2018 年 1 月をもって、紫外線観測を終了した。

3.2.3 世界と日本におけるオゾン層破壊物質

クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記。）は成層圏オゾンを破壊する物質であり、1987 年に採択され、1989 年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。

また、ハロカーボン類は温室効果ガスであり、その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。

(1) 世界のオゾン層破壊物質

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる（図 3.2-7）。要素別にみると、CFC-11

53 「紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

は 1992～1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は北半球で 1993 年頃を境に、南半球では 1996 年頃を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなっており、このことからも、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れていることが分かる。

一方で、近年、大気中 CFC-11 濃度の減少速度が鈍化していることが報告されている。2012 年以降の CFC-11 全球濃度の減少速度は、2002～2012 年の減少速度のおよそ 3 分の 2 に低下していることが観測から分かっているが、その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加していることが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆されている（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018）。

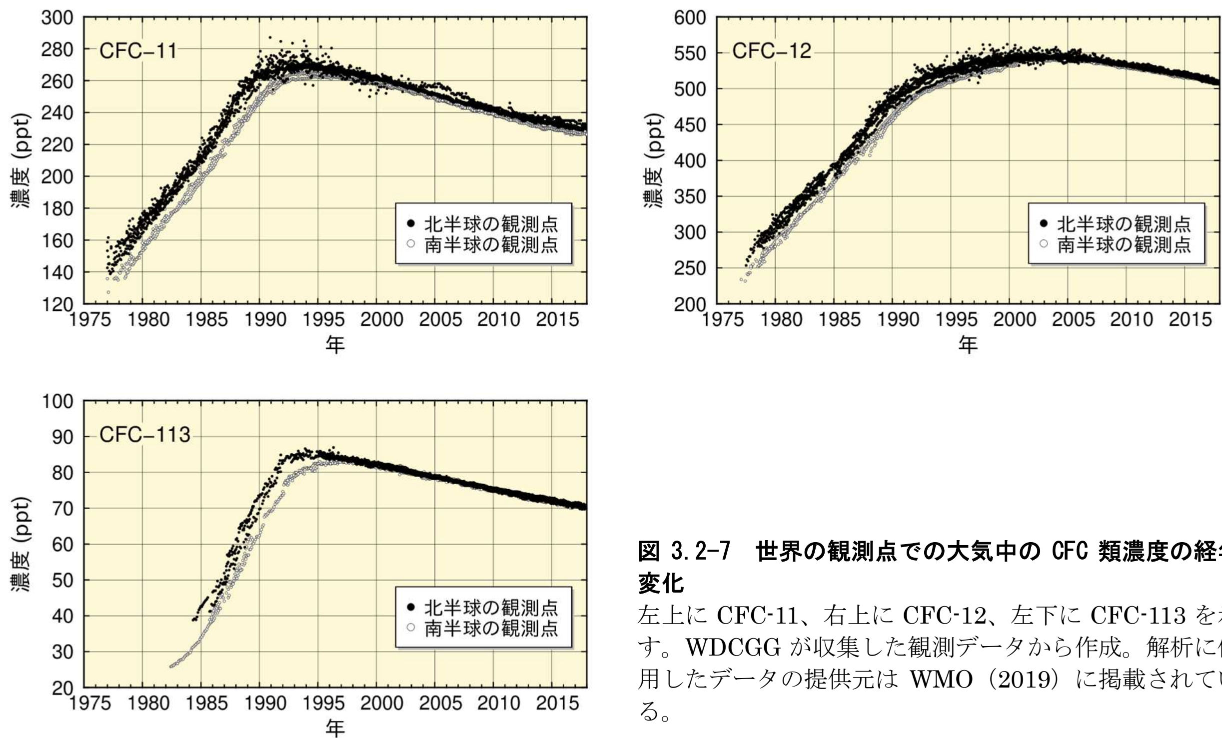


図 3.2-7　世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO（2019）に掲載されている。

(2)　日本のオゾン層破壊物質

綾里における CFC 類の観測結果においても大気中濃度の減少傾向がみられる（図 3.2-8）。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993～1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年の夏季に CFC-11 の排出が明瞭な極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関係して損傷したポリウレタン発泡断熱材から夏期間の高温で漏れ出した結果かもしれないとされている（Saito et al., 2015）。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。

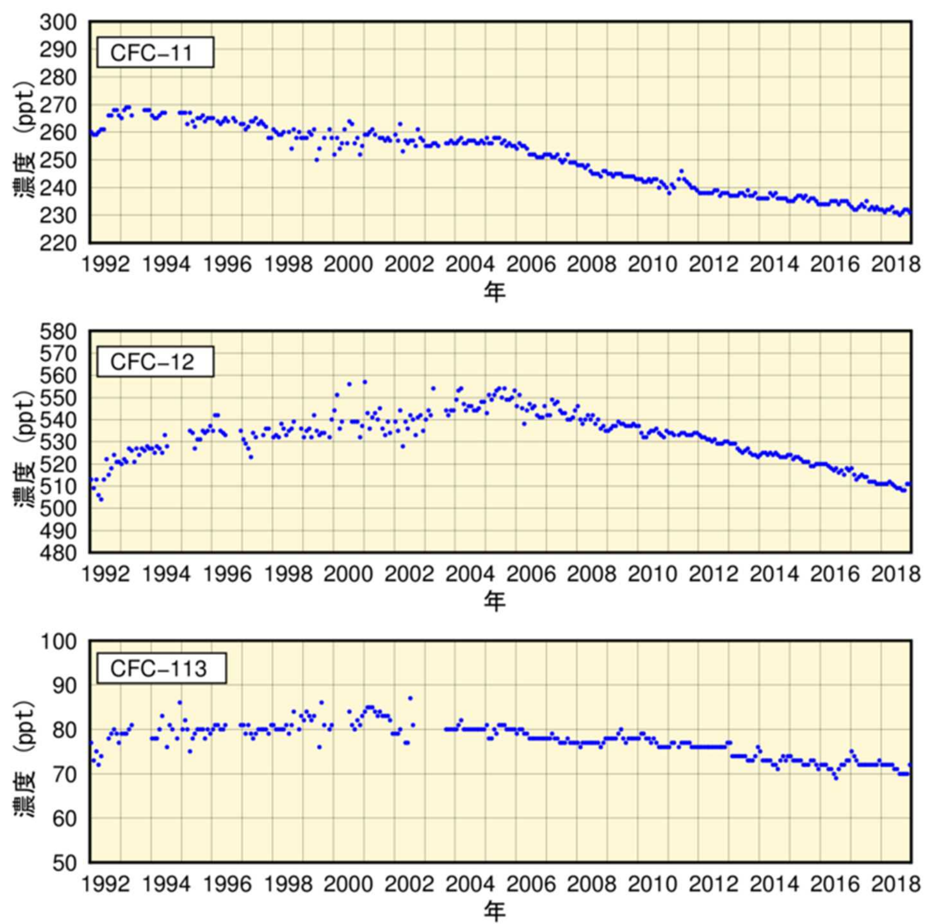


図 3.2-8　綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化
上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.3　日本におけるエーロゾル[54]と地上放射の変動

○ 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991 年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエーロゾル等による大気混濁係数のバックグランド値は 1963 年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
○ 2018 年の黄砂観測日数は 11 日、黄砂観測のべ日数は 104 日だった。

3.3.1　エーロゾル

国内の直達日射量[55]観測により得られる大気混濁係数[56]から対流圏の変動を除いたバックグランド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エーロゾルの影響が明瞭に確認できる（図 3.3-1）。1963 年から数年継続しているやや高い値、1982～1983 年と 1991～1993 年にみられる極大は、それぞれ 1963 年 2～5 月のアグン火山噴火（インドネシア）、1982 年 3～4 月のエルチチョン火山噴火（メキシコ）、1991 年 6 月のピナトゥボ火山噴火（フィリピン）によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

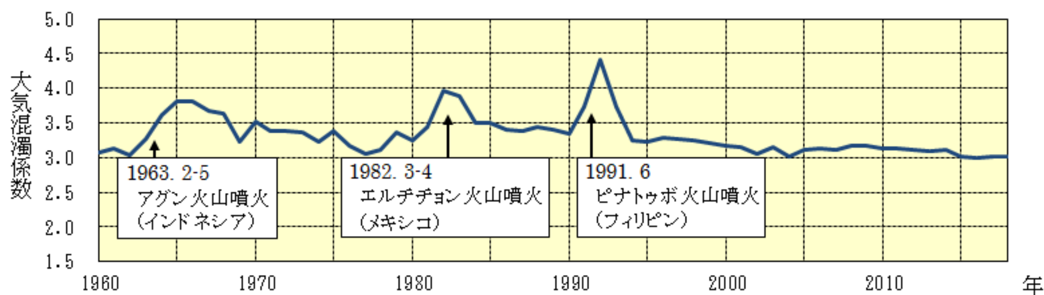


図 3.3-1　バックグランド大気混濁係数の経年変化（1960～2018 年）
大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エーロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均値を求め、年平均値を算出している。

3.3.2　黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエーロゾルの一種である。気象庁では、国内 59 地点（2018 年 12 月 31 日現在）の気象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2018 年の黄砂観測日数（国内の気象官署のいずれかで黄砂現象を観測した日数。同じ日に何地点で観測しても 1 日として数える。）は 11 日（図 3.3-2）、黄砂観測のべ日数（国内のそれぞれの気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計。同じ日に例えば 5 地点で黄砂が観測された場合には 5 日として数える。）は 104 日（図 3.3-3）であった。

1967～2018 年の統計期間では、黄砂観測日数には変化傾向が見られないが、黄砂観測のべ日数には増加傾向がみられる。年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの

---

54 「エーロゾル」については巻末の用語一覧を参照。
気象庁ホームページでは、エーロゾルや黄砂に関する情報を公表している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html　（黄砂・エーロゾル）
https://www.jma.go.jp/jp/kosa/　（黄砂情報（実況図））
https://www.jma.go.jp/jp/kosafcst/index.html　（黄砂情報（予測図））

55 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の濁り具合に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数（大気混濁係数）を算出することができる。

56 大気混濁係数は、エーロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ（日射に対する大気の不透明さ、濁り具合）が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

蓄積が必要である。

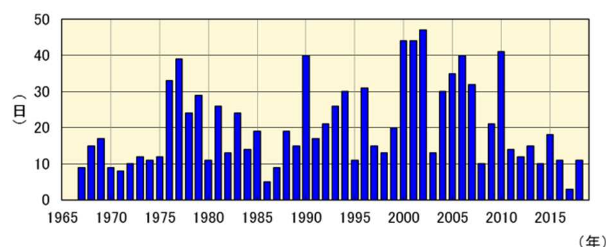


図3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数(1967～2018年、同期間観測を継続している国内59地点)

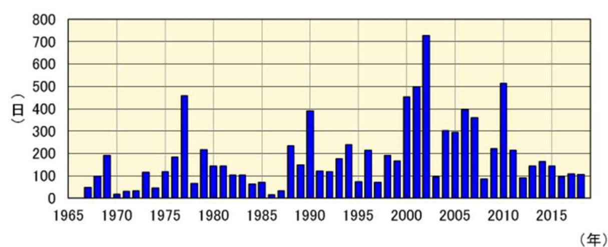


図3.3-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2018年、同期間観測を継続している国内59地点）

3.3.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射[57]を国内5地点（札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島）で行っている（図3.3-4）。

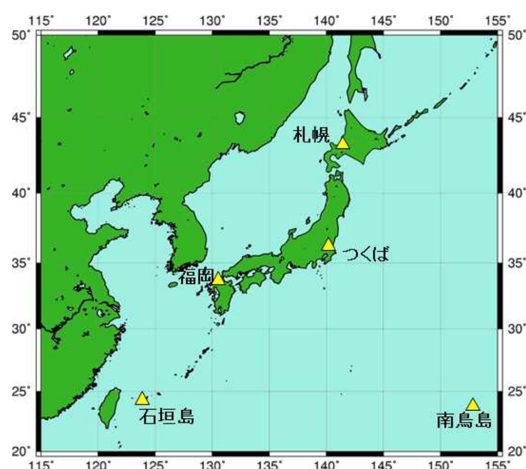


図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測地点
日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射の観測を行っている。

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量は、1960年頃から1980年代後半まで減少し、1980年代後半から2000年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている（Ohmura, 2009)。日本における変化傾向（国内5地点平均）によると、1970年代後半から1990年頃にかけて急激に減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて急激に増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図3.3-5)。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エーロゾルの変化による影響が大きく、その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている(Wild, 2009)。日本の1990年頃から2000年代初めにかけての急激な増加の原因についても、その2/3が人為起源エーロゾルの減少によるもので、残りの1/3が雲量の減少によるものと評価されており(Norris and Wild, 2009)、人為起源エーロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されている。また、エーロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における急激な増加には、大気中に含まれる人為起源エーロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学的特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている（Kudo et al., 2012)。

[57] 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射（赤外線）である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

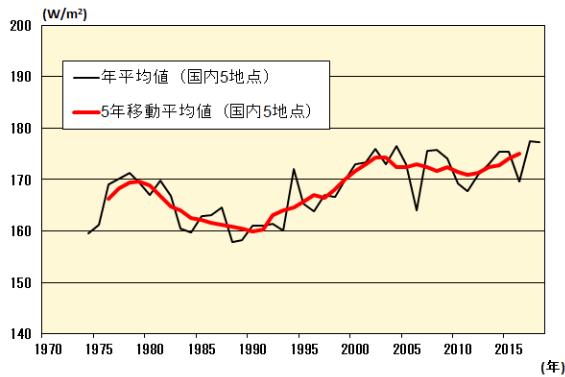


図 3. 3-5　全天日射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化
国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均を示す。2010 年に各地点で順次観観測装置を更新し、より高精度な観測データが得られるようになった。

(2)　下向き赤外放射量

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている（Wild and Ohmura, 2004）。

日本における下向き赤外放射量については、1990 年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993～2018 年の期間に 1 年あたり約 0.3 W/m² の割合で増加している（図 3.3-6）。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN）20 観測地点の解析結果（1992～2009 年において、年 0.3W/m² の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010）。

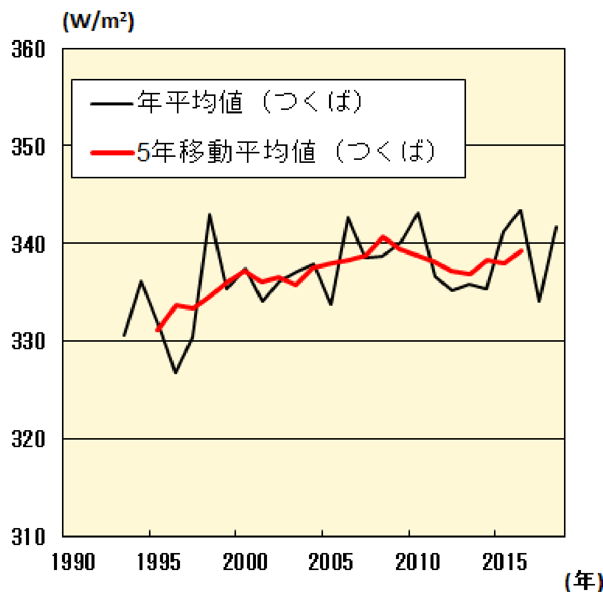


図 3. 3-6　下向き赤外放射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化（つくば）

変化傾向の有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然変動を背景に地球温暖化に伴う気候系の変化傾向をとらえるためには、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因だけでは説明しにくい系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本レポートでは、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を 99%、95%、90%の信頼度水準で検定した結果を判断基準としており、それぞれ本文中の記述とは下表のとおり対応させている。

信頼度水準	本文中の対応する記述
99%以上で有意	「増加（減少）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」 「上昇（下降）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」
95%以上で有意	「増加（減少）傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）」
90%以上で有意	「増加（減少）しているとみられる（信頼度水準 90%で統計的に有意）」 「上昇（下降）しているとみられる（信頼度水準 90%で統計的に有意）」
上記以外	「変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

（1）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

気温偏差の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度はおおむね正規分布に従うと考えることができる。正規分布とみなしてよい統計量に対しては、西暦年と累年の統計量との相関係数を用いて、t 検定を行う。

（2）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

猛暑日や熱帯夜等の階級日数、1 時間降水量 50mm 以上等の発生頻度の統計量は正規分布に従うことが仮定できない場合があるので、これらの統計量に対しては分布に依らない検定（ノンパラメトリック検定）を行う。

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼度水準 90%（95%、99%）以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率をそれぞれ最大で 10%（5%、1%）まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般に、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変化する可能性が大きい。本レポートの分析結果は、以上の性質に留意の上で活用されたい。

用語一覧（五十音順）

IPCC（気候変動に関する政府間パネル）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988年に設立された。気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）影響・適応策及び脆弱性、（3）緩和策について、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の内容は、地球温暖化に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

異常気象

一般に、過去に経験した現象から大きく外れた現象のこと。大雨や強風等の激しい数時間の現象から数か月も続く干ばつ、極端な冷夏・暖冬なども含む。また、気象災害も異常気象に含む場合がある。気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所（地域）・ある時期（週、月、季節等）において 30 年に 1 回以下の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

エーロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出される煤煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エーロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が 2.5μm 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM2.5）という。PM2.5 は、髪の毛の太さの 1/30 程度と非常に小さいため、吸引による健康への影響が懸念されている。

オゾン層及び紫外線に関する用語

オゾン全量：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て 1 気圧、0℃として地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を 1000 倍したもので、単位は m atm-cm（ミリアトムセンチメートル）又は DU（Dobson Unit：ドブソン単位）である。地球全体の平均的なオゾン全量は約 300 m atm-cm で、これは地表で約 3 mm の厚さに相当する。

オゾン層破壊物質：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾンホール：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる 8～9 月頃発生、急速に発達し、11～12 月頃に消滅するという季節変動をする。1980 年代初めからこのような現象が観測されている。なお、オゾンホール面積は、南緯 45 度以南におけるオゾン全量が 220DU 以下の領域面積として算出している。

モントリオール議定書：オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために1987年にカナダで採択され1989年に発効した国際条約。我が国は 1988 年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」。

紅斑（こうはん）紫外線量：太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。

温室効果に関する用語

温室効果：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の平均温度は－19℃と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ 14℃と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

二酸化炭素：地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。工業化時代の始まり（18 世紀半ば）以降、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。工業化以降に人間活動によって排出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や陸上生物圏に蓄積されている（IPCC, 2013）。

メタン：二酸化炭素についで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。大気中に放出されるメタンのおよそ 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人間活動（反芻動物、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など）によるものはおよそ 60%である（WMO, 2018b）。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

一酸化二窒素：1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 300 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 121 年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌などの自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動などによる人為起源のものがあり、これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

ppm, ppb, ppt：対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm（parts per million）は 10^{-6}（乾燥空気中の分子 100 万個中に 1 個）、ppb（parts per billion）は 10^{-9}（10 億個中に 1 個）、ppt（parts per trillion）は 10^{-12}（1 兆個中に 1 個）。

海面水温の変動に関する用語

エルニーニョ／ラニーニャ現象：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起こると考えられている。

気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度；図 A 中の NINO.3 の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて+0.5℃以上／−0.5℃以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている。

図 B は典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度 180 度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿

いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。

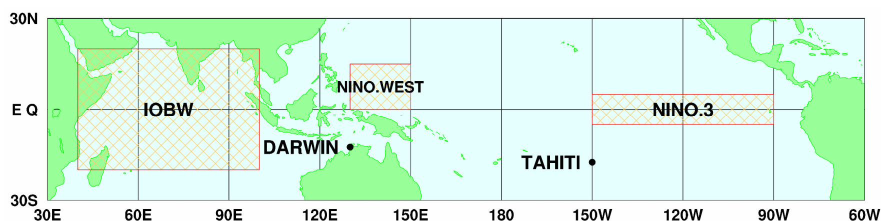


図 A　エルニーニョ監視海域（NINO.3）の位置

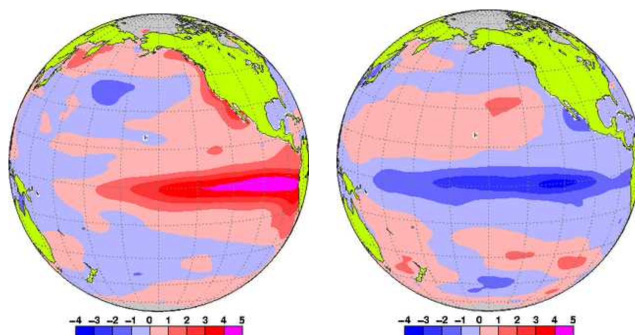


図 B　エルニーニョ現象時（1997 年 11 月）の月平均海面水温平年偏差（左）及び、ラニーニャ現象時（1988 年 12 月）の月平均海面水温平年偏差（右）
赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった 1997 年 11 月における海面水温の平年偏差、右の図は 1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった 1988 年 12 月における海面水温の平年偏差。単位は℃。

南方振動：エルニーニョ／ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあって起きている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動（El Niño‐Southern Oscillation）」、略して「エンソ（ENSO）」という。

太平洋十年規模変動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）：北太平洋で大気と海洋が連動して十年から数十年の時間規模で変動する現象。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき、北太平洋東部や太平洋赤道域の中部から東部で平年より高く（低く）なる変動。このとき、海面気圧が北太平洋の高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある。このような大気循環の変化に伴い、北米を中心に天候への影響が見られる。

海水の性質に関する用語

北太平洋亜熱帯モード水（NPSTMW; North Pacific Subtropical Mode Water）：黒潮続流南側の亜熱帯循環北西部海域において形成される冬季の深い混合層の水が海洋内部に沈みこむことで形成された等温層として定義される。137 度定線においては、20°～30°N の 100～400m 深にみられる 16～18℃の等温層がこれにあたる。

北太平洋中層水（NPIW; North Pacific Intermediate Water）：本州東方において、黒潮系の海水と親潮系の海水が混合することで形成される中層塩分極小で特徴付けられる水。137 度定線においては、20°～30°N の 800m 深を中心に塩分 34.0 以下の領域がこれにあたる。

気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。

極端現象

　気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は 30 年に 1 回以下の発生頻度の現象を指すが、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼすことから、統計上の発生頻度に関わらず極端現象と呼ぶ。

黄砂

　中国大陸を発生源とする土壌粒子エーロゾルがもたらす現象。アジア域の砂漠地帯（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠）や黄土高原などから舞い上げられた砂塵が、上空の強い風によって東方へ輸送され、徐々に降下する現象。日本における黄砂現象は、春先から初夏にかけて観測されることが多く、空が黄褐色に煙ることにより、一般にもよく知られた現象である。現象が著しいときは、視程の悪化により交通機関へ影響を与える場合がある。

人為起源

　ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエーロゾル等の排出に起因する変動について人為起源と呼ぶ。

長期変化傾向

　年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10 年や 100 年あたりの変化量として表すことが多い。

平年値

　その地点での気候を表す値で、その時々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では 30 年間の平均値を用い（現在は 1981～2010 年の平均)、西暦年の 1 位の数字が 1 になる 10 年ごとに更新している。

北極振動

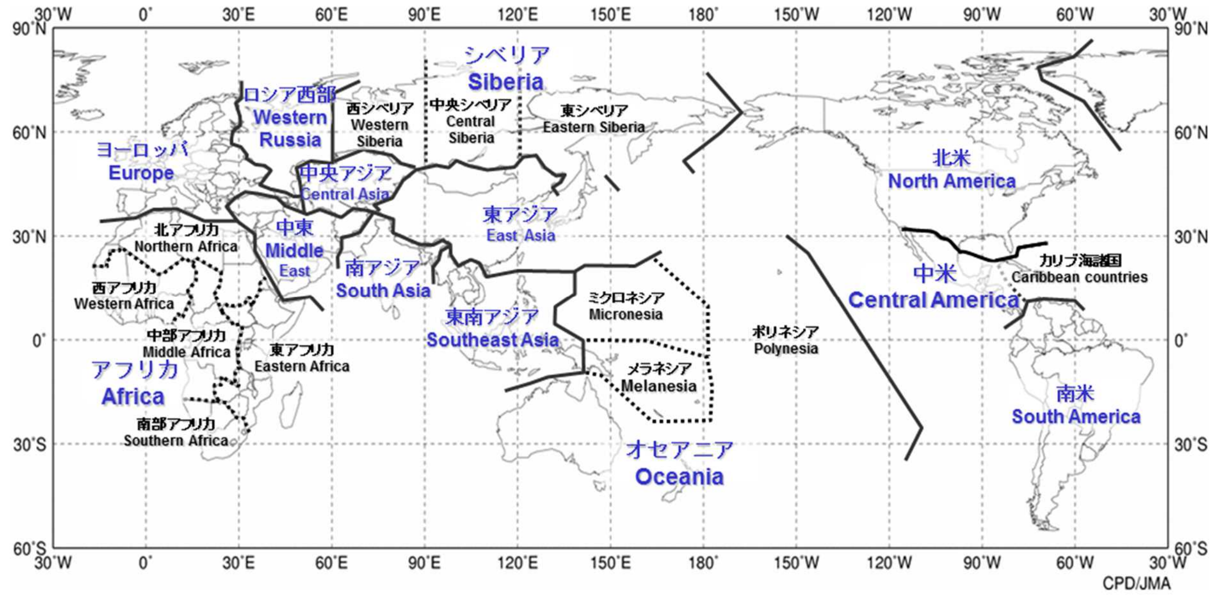
　高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

モンスーン

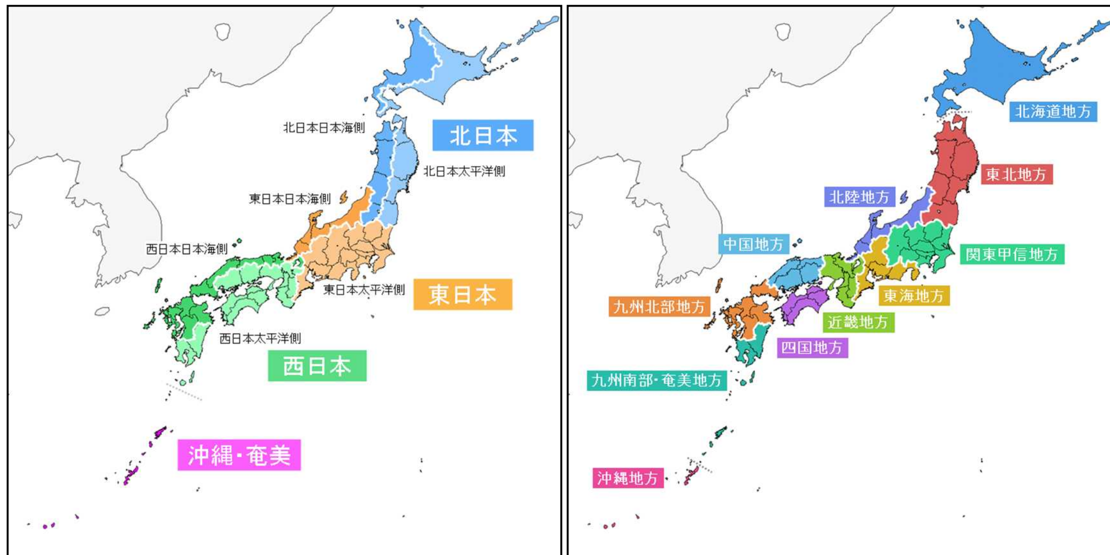
　季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。
（https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/mokuji.html）

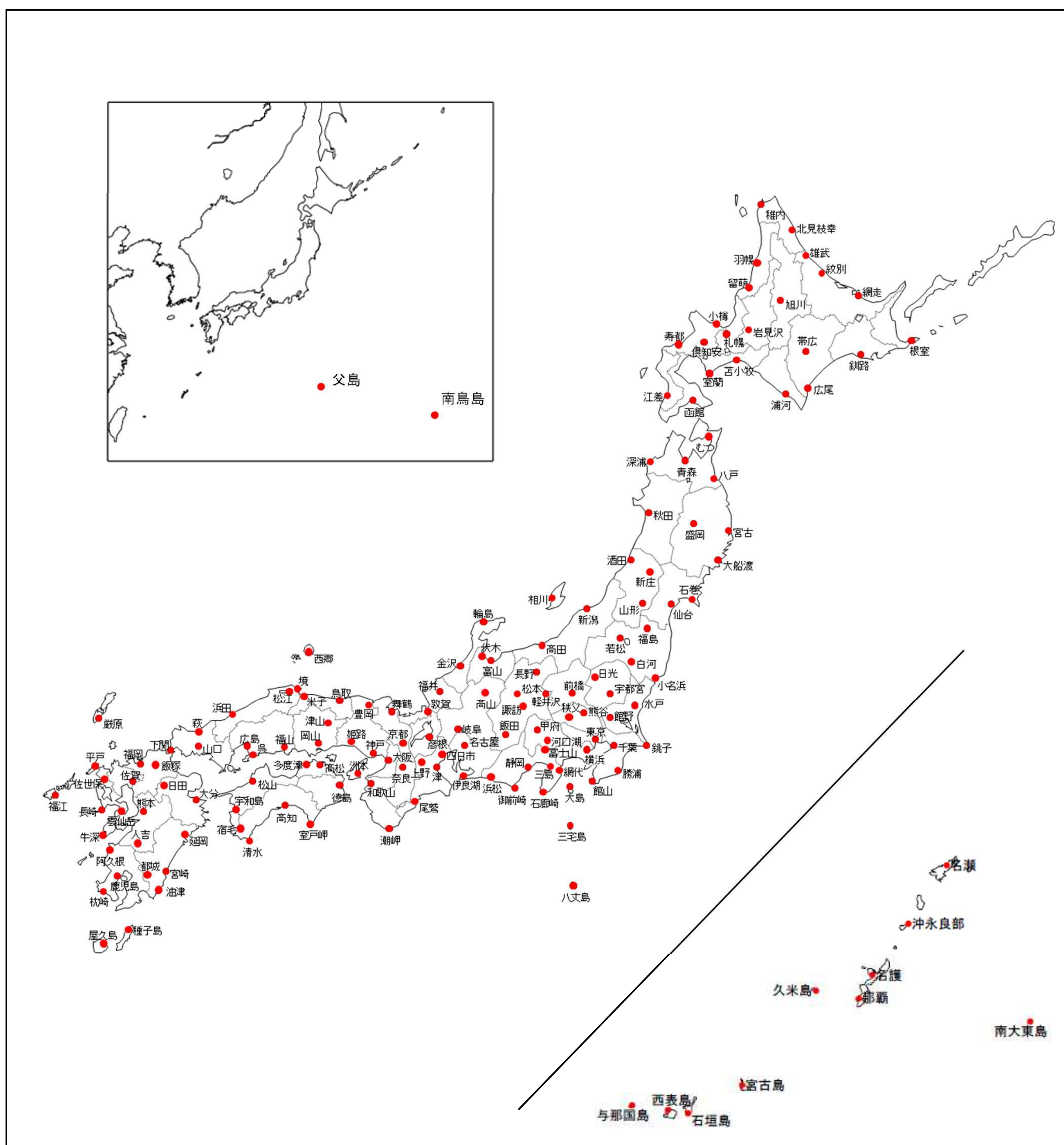
参考図



参考図１　世界の地域区分



参考図２　日本の地域区分



参考図 3　日本の地上気象観測所分布図

引用文献

【トピックス】

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Oka, E., et al., 2018: Fifty years of the 137° E repeat hydrographic section in the western North Pacific Ocean. J. Oceanogr. 74, 115－145, doi: 10.1007/s10872-017-0461-x.

【第 1 章】

EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database – www.emdat.be – Université Catholique de Louvain – Brussels – Belgium（米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース）.

気象庁, 1997: 表紙の説明：夏のアジアモンスーン OLR インデックス. 気候系監視報告, 平成 9 年 6 月.

【第 2 章】

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. Int. J. of Climatology, 25, 865-879.

Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. J. Oceanogr., 65, 287－299, doi: .

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. J. Oceanogr., 58, 35－44, doi: 10.1023/A:1015820616384.

気象庁, 2011: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.

【第 3 章】

Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO_2 and climate. Tellus, 50B, 1－24.

Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO_2 problem, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.

Iida Y., et al., 2015: Trends in $p\mathrm{CO_2}$ and sea-air CO_2 flux over the global open oceans for the last two decades. J. Oceanogr. doi:10.1007/s10872-015-0306-4.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change

[Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature, 375, 666－670.

Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 1996: Global and hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration. Nature, 381, 218-221.

Kudo, R., et al., 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. J. Geophys. Res., 117(D07208), doi:10.1029/2011JD017158.

Le Quéré, C., et al., 2016: Global Carbon Budget 2016, Earth Syst. Sci. Data, 8, 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016.

Le Quéré, C., et al., 2018: Global Carbon Budget 2018, Earth Syst. Sci. Data, 10, 2141-2194, doi:10.5194/essd-10-2141-2018.

Montzka, S. A. et al., 2018: An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting CFC-11, Nature, 557, 413-417, doi:10.1038/s41586-018-0106-2.

Niwa, Y., et al., 2014: Seasonal Variations of CO_2, CH_4, N_2O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. J. Meteorol. Soc. Japan, 92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.

Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar “dimming,” and solar “brightening,”. J. Geophys. Res., 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.

Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. J. Geophys. Res., 114(D00D05), doi: 10.1029/2008JD011290.

Raven, J., et al., 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05. The Royal Society, London, UK, 60 pp.

Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2, $\delta^{13}C$ and O_2/N_2 observations. Tellus, 51B, 213-232.

Saito, T., et al., 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 42, doi:10.1002/2014GL062814.

Sweeney, C., et al., 2015: Seasonal climatology of CO_2 across North America from aircraft measurements in the NOAA/ESRL Global Greenhouse Gas Reference Network, J. Geophys. Res. Atmos., 120, 5155-5190, doi:10.1002/2014JD022591.

Tsuboi, K., et al., 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. Atmos. Meas. Tech., 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.

Umezawa, T., et al., 2018: Seasonal evaluation of tropospheric CO_2 over the Asia-Pacific region observed by the CONTRAIL commercial airliner measurements, Atmos. Chem. Phys., 18, 14851-14866, doi:10.5194/acp-18-14851-2018.

UNEP, 2015: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2014 assessment. 236 pp.

WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp.

Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res., 114(D00D16), doi:10.1029/2008JD011470.

Wild, M. and A. Ohmura, 2004: BSRN longwave downward radiation measurements combined with GCMs show promise for greenhouse detection studies. GEWEX news, 14, 4, 20 pp.

WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report , 184, WMO/TD, 1473.

WMO, 2018a: Scientific assessment of ozone depletion: 2018. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 58.

WMO, 2018b: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 14.

（英語版）　https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html

（日本語訳）　https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html

WMO, 2019: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.43, GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organization. Available at https://gaw.kishou.go.jp/publications/summary.

気象庁, 2011: オゾン層観測報告. 2010.

謝辞

本書は、気象庁関係各部が作成し、内容に関する検討は、下記先生方の協力を得た。

鬼頭 昭雄　一般財団法人 気象業務支援センター
地球環境・気候研究推進室 室長

須賀 利雄　国立大学法人 東北大学大学院 理学研究科・理学部 教授

藤部 文昭　公立大学法人 首都大学東京 都市環境科学研究科 特任教授

町田 敏暢　国立研究開発法人 国立環境研究所 地球環境研究センター
大気・海洋モニタリング推進室 室長

渡部 雅浩　国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

（敬称略）

地球環境・海洋に関する情報リスト

ジャンル	名称	開始年 報告頻度	概要
観測・監視	気候変動監視レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html	平成 8（1996）年より毎年	その年までの地球環境・海洋の観測・監視情報を、報道機関や政策決定者向けに横断的に提供するもの。英語版を「Climate Change Monitoring Report」として提供している。
	海洋の健康診断表 定期診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html	平成 17（2005）年より随時	海水温、海流、波浪、潮汐などの要素に加え、地球温暖化や海洋酸性化、海洋汚染など海洋に関する環境について診断するとともに、今後の見通しに関する情報や過去のデータを提供するもの。
	オゾン層・紫外線年のまとめ https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/annualreport_o3uv.html	平成 23（2011）年より毎年	その年のオゾン層と紫外線についての観測・解析情報を提供するもの。
	WMO 温室効果ガス年報の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html	平成 18（2006）年より毎年	世界の温室効果ガスの状況を示す「WMO Greenhouse Gas Bulletin」を気象庁が和訳したもの。掲載されている解析は気象庁が行っている。
予測・見解	異常気象レポート https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/climate_change/index.html	昭和 49（1974）年よりおよそ 5 年毎	我が国や世界の異常気象、地球温暖化などの気候変動及びその他の地球環境の変化や現状・見通しについての気象庁の見解を示すもの。
	地球温暖化予測情報 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/GWP/index.html	平成 8（1996）年よりおよそ 3 年毎	我が国における地球温暖化予測に関する気象庁の見解を示すもの。
	海洋の健康診断表 総合診断表 https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/sougou/index.html	平成 18（2006）年よりおよそ 10 年毎	気候変動に加え、気候より短い時間スケールの現象、海洋汚染、診断項目に関する過去文献のレビューや海洋に関する基礎知識を提供するもの。
	オゾン層破壊の 科学アセスメント： 総括要旨の和訳 https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/9-1assessment.html	平成 24（2012）年よりおよそ 4 年毎	オゾン層に関する WMO の見解を示すもの。気象庁のオゾン層についての見解は、このアセスメントに沿っている。
	温暖化の観測・予測 及び影響評価統合レポート https://www.env.go.jp/earth/ondanka/knowledge.html	平成 21（2009）年より随時	日本を対象とした気候変動の観測・予測・影響評価に関する知見を示すもの。
	ヒートアイランド監視報告 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/	平成 16（2004）年より毎年	ヒートアイランド対策大綱に基づき、ヒートアイランドについての観測・監視・予測情報を体系的に提供するもの。